

Die Grundwasserbewegung im Deckgebirge
und am Salzspiegel des Salzstockes Asse.

ERNST SCHÖNFELD

Die Grundwasserbewegung im Deckgebirge
und am Salzspiegel des Salzstockes Asse.

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität zu München

vorgelegt von

ERNST SCHÖNFELD
aus München

München, 12. Dezember 1985

1. Berichterstatter: Prof. Dr. K.-P. Seiler

2. Berichterstatter: Prof. Dr. W.-D. Grimm

Tag der mündlichen Prüfung: 13. Juni 1986

Vorwort

Die Anregung zu dieser Arbeit erhielt ich durch Herrn Prof. Dr. K.-P. SEILER, dem ich zu ausserordentlichem Dank verpflichtet bin und dessen stetes Interesse und Engagement bei vielzähligen Diskussionen mir sehr hilfreich waren. Ihm sei herzlich gedankt.

Ebenso danke ich Herrn Dr. KÜHN, Leiter des GSF-Institutes für Tieflagerung und Herrn Prof. Dr. MOSER, Leiter des GSF-Institutes für Radiohydrometrie für alle mir zuteil gewordenen Unterstützungen. Herr Prof. Dr. GRIMM (LMU-München) hat in dankenswerter Weise das zweite Referat für diese Arbeit übernommen.

All den Mitarbeitern der GSF-Institute für Radiohydrometrie (IfR) und für Tieflagerung (IfT) danke ich ebenfalls. Besonderer Dank gilt den Herren Dr. BATSCHE (IfR), DROST (IfR), DÜRR (IfT), Dr. FLACH (IfT), MÜLLER (IfR), OPP (IfT), PFAFF (IfR), Dr. ROST (Niedersächsisches Landesamt für Wasserwirtschaft), Dr. SANDER (IfT), SCHMELLER (IfR), Dr. v. STEMPEL (IfT), STÖCKL (IfR), THIELEMANN (IfT) und VOGT (IfT).

Mein Dank gilt auch Frau Dr. KRAUS-KALWEIT, die mir die Anwendung des von ihr entwickelten und patentierten Einschwingverfahrens gestattete.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554811_0038

Inhalt

Seite

Verzeichnis der Abbildungen.....	3
Verzeichnis der Tabellen.....	7
1. Einleitung.....	8
2. Die Lage des Untersuchungsgebietes.....	10
3. Geologie.....	14
3.1 Schichtenausbildung.....	16
3.1.1 Paläozoikum.....	16
3.1.2 Mesozoikum.....	16
3.1.3 Känozoikum.....	20
3.2 Tektonik.....	20
3.2.1 Strukturelle Entstehung der Asse.....	20
3.2.2 Tektonische Trennflächen im Deckgebirge der Asse.....	23
3.3 Zusammenfassung zur Geologie.....	27
4. Spezielle Arbeitsmethoden.....	28
4.1 Der Einfluß der Dichte auf die Grundwasser- spiegelstände.....	28
4.2 Pumpversuchsauswertungen.....	33
4.2.1 Korrektur des Absenkungsgeschehens.....	43
4.2.2 Die Eigenentleerung der Versuchsbrunnen.....	45
4.3 Einschwingversuche.....	51

	<u>Seite</u>
5. Hydrometeorologie und Wasserhaushalt.....	55
5.1 Niederschlag.....	55
5.2 Verdunstung.....	56
5.3 Gebietsabfluß.....	57
6. Hydrogeologie.....	59
6.1 Der Grundwasserhöhenplan.....	60
6.2 Die Durchlässigkeit des Deckgebirges.....	70
6.3 Die Durchlässigkeit am Salzspiegel.....	78
6.4 Ansatz zur modellhaften Beschreibung der Potential- und Stromlinienverteilung.....	81
6.5 Mengenbetrachtung zum Grundwasserabfluß.....	90
6.6 Einige Folgerungen für die Interpretation von Isotopendaten.....	95
7. Zusammenfassung.....	97
8. Literaturverzeichnis.....	101

Verzeichnis der Abbildungen

Seite

Abb. 1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes Asse.....	10
Abb. 2: Topo- und Orographie der Asse.....	11
Abb. 3: Übersichtskarte der hydrogeologischen Aufschlüsse und ihre Bezeichnungen, soweit sie erwähnt werden:	12
Abb. 4: Tektonische Karte, vereinfacht nach LOTZE (1971), des westlichen subherzynen Beckens.....	15
Abb. 5: Tektonische Gliederung des variszischen Gebirges in Mitteleuropa (nach DVORAK & PAPROTH 1969 in SCHMIDT 1974).....	22
Abb. 6a: Gefügediagramm der Kluftflächenpole (Belegungs- dichte) aus dem gesamten Gebiet der Asse nach FRANK (1974), um 398 eigene Messungen auf insge- samt 864 Werte ergänzt.....	25
Abb. 6b: Kluftrose aus dem Unteren Buntsandstein der Nord- ostflanke der Asse nach FRANK (1974), um 63 eige- ne Messungen ergänzt. Der Kreisradius entspricht einer Klufthäufigkeit von 10%, die Intervallgren- zen liegen bei ganzzahligen Mehrfachen von Fünf..:	25

- Abb. 6c: Kluftrosen aus dem Unteren Muschelkalk der Nordostflanke (links) und der Südwestflanke der Asse (rechts) nach FRANK (1974), um 79 bzw. 73 eigene Messungen ergänzt. Der Kreisradius entspricht einer Klufthäufigkeit von 10%, die Intervallgrenzen liegen bei ganzzahligen Mehrfachen von Fünf.....: 26
- Abb. 6d: Kluftrosen aus zwei Aufschlüssen der Südwestflanke der Asse im Oberen Muschelkalk nach FRANK (1974), um 98 (links) bzw. 85 (rechts) eigene Messungen ergänzt. Der Kreisradius entspricht einer Klufthäufigkeit von 10%, die Intervallgrenzen liegen bei ganzzahligen Mehrfachen von Fünf.....: 26
- Abb. 7: Korrelation zwischen elektrolytischer Leitfähigkeit und Dichte des Grundwassers nach eigenen Messungen aus den Jahren 1983 und 1984.....: 31
- Abb. 8a: Unkorrigierte und dichtekorrigierte Zeit- Absenkungskurve aus dem Pumpversuch im Pegel H 11.....: 44
- Abb. 8b: Ausschnitt aus der unkorrigierten Zeit- Absenkungskurve aus dem Pumpversuch im Pegel H 11.....: 45
- Abb. 9: Zeit- Absenkungskurve aus dem Pumpversuch im Pegel H 21 im Vergleich zu verschiedenen Kurven der Eigenentleerung des Brunnens und des umgebenden Gesteins.....: 48

- Abb. 10: Beziehung zwischen dem Dämpfungskoeffizienten (β) und dem Dämpfungsfaktor (C) nach dem Einschwingverfahren von KRAUS (1974) für verschiedene Speicherkoeffizienten ($3=10^{-3}$, $4=10^{-4}$, $5=10^{-5}$).....: 54
- Abb. 11: Grundwasserhöhenplan im Deckgebirge der Asse. Die Isolinien der Grundwasseroberfläche sind in m ü. NN angegeben und beziehen sich auf die im Jahr 1983 ermittelten und auf die Dichte von 1.0 g/cm^3 korrigierten Grundwasserstände.....: 61
- Abb.12a: Räumliche Verteilung der elektrolytischen Leitfähigkeit [mS/cm] der Grundwässer nach Messungen an Pegeln in den Salzspiegelgerinnen (1983).....: 65
- Abb.12b: Räumliche Verteilung der elektrolytischen Leitfähigkeit [mS/cm] der Grundwässer nach Messungen an Pegeln in den Salzspiegelgerinnen (1984).....: 66
- Abb. 13: Ergebnisse mehrerer Versuche zur künstlich angeregten Druckausbreitung im Grundwasser des Deckgebirges und am Salzspiegel der Asse mit zwei typischen Einschwingkurven für den Bereich des Deckgebirges und des Salzspiegels.....: 68
- Abb.14a: Tiefenabhängige Verteilung der Durchlässigkeiten, über dichtekorrigierte Absenkungskurven ermittelt im Deckgebirge -- * -- und am Salzspiegel - o - im Untersuchungsgebiet.....: 71

- Abb.14b: Tiefenabhängige Verteilung der Durchlässigkeiten, über Wiederanstiegskurven ermittelt im Deckgebirge -- * -- und am Salzspiegel -- o -- im Untersuchungsgebiet.....: 72
- Abb.14c: Tiefenabhängige Verteilung der Durchlässigkeiten, nach dem Einschwingverfahren (KRAUS 1977) ermittelt im Deckgebirge -- * -- und am Salzspiegel -- o -- im Untersuchungsgebiet.....: 76
- Abb. 15: Schematische Darstellung der Potentialverteilung in einem Grundwasserkörper in Anlehnung an VILLINGER (1977).....: 82
- Abb. 16: Verteilung der dichtekorrigierten Standrohrspiegelhöhen im Deckgebirge und am Salzspiegel des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit zur Tiefenlage der Filterstrecke für 1984.....: 85
- Abb. 17: Hydrologischer Profilschnitt längs der südwestlichen Subrosionsrinne mit der Stromlinienverteilung: 88
- Abb. 18: Der Grundwasserabfluß im Deckgebirge des Untersuchungsgebietes: 93

Verzeichnis der Tabellen

Seite

Tab. 1:	Allgemein gültige Auswertungsverfahren zu Pumpversuchen (verändert nach KRUSEMAN & DE RIDDER 1970).:	36
Tab. 2:	Auswertungsverfahren von Pumpversuchen für besondere Randbedingungen, wie sie im Untersuchungsgebiet auftreten (verändert nach KRUSEMAN & DE RIDDER 1970).....:	39
Tab. 3:	Durchlässigkeiten im Deckgebirge und am Salzspiegel der Asse.....:	74
Tab. 4:	Transmissivitäten im Deckgebirge und am Salzspiegel der Asse.....:	75

1. Einleitung

Die Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH, München (GSF) betreibt seit 1968 das ehemalige Salzbergwerk Asse II zur Erprobung und Beurteilung der Endlagerung radioaktiver Abfälle im Salzgestein.

Zu diesem Fragenkomplex werden u. a. im Umfeld dieses Salzbergwerkes systematisch geologische, tektonische und hydrogeologische Untersuchungen durchgeführt, um Aussagen zur Entstehung und zur Beständigkeit der Asse-Struktur, zum Grundwasserströmungsfeld und zu möglichen Wechselwirkungen zwischen dem leicht wasserlöslichen Salzgestein mit dem Grundwasser im Deckgebirge der Asse zu erhalten. Insbesondere sollen Daten zur Beurteilung eines hypothetischen Störfalles erhoben werden. Als Störfall wird hier angenommen, daß eingelagertes Material - vom Lagerungsort ausgehend - über das Grundwasser als Transport- und Ausbreitungsmedium in die Biosphäre gelangen könnte. Für diesen hypothetischen Störfall sind speziell Kenntnisse der Grundwasserbewegung in den verschiedenen geologischen Schichten am und über dem Salzstock, sowie die mengenmäßige Abschätzung des Grundwasserumsatzes in den einzelnen Gebietsabschnitten der Asse-Struktur erforderlich.

Zur modellhaften Erfassung der Grundwasserbewegung werden Kenntnisse über die begrenzenden Ränder, die Durchlässigkeiten und die Potentialverteilung im Inneren des Grundwasserströmungsfeldes benötigt.

Ziel dieser Arbeit ist die Ermittlung der begrenzenden Ränder und der Durchlässigkeiten im Gebirgsstock und am Salzspiegel, sowie der Potentialverteilung im Grundwasserkörper der Asse, d. h. eine Beschreibung des Grundwasserströmungsfeldes und eine Berechnung der Abflüsse im Deckgebirge und am Salzspiegel der Asse.

Als Vorarbeiten für diese Fragestellung lagen systematische geologische und tektonische Untersuchungen, 30 hydrogeologische Untersuchungsbohrungen oder Pegelbohrungen im Deckgebirge und am Salzspiegel der Asse, gemessene Grundwasserspiegel während 1982 durchgeführter Pumpversuche sowie Messungen der elektrolytischen Leitfähigkeit und der Grundwassertemperatur vor.

Aufgrund der bisherigen hydrodynamischen Arbeiten (BATSCHKE & v. STEMPEL 1982) ging man davon aus, daß das Grundwasser im durch Bohrungen erschlossenen Teil des Deckgebirges der Asse im wesentlichen nur strukturparallel, d. h. von Südost nach Nordwest fließt. Abweichungen hiervon wurden nur im Bereich der bekannten Querstörungen an der Südwestflanke der Asse und im Bereich der Diagonalstörung zwischen Remlingen und Groß Vahlberg (Abb. 2) angenommen. Dies beruhte vor allem auf der Vorstellung, daß feinkörnige sehr viel undurchlässiger seien als grobkörnige und mechanisch kompetente Gesteine (KLARR 1981). Der Klüftigkeit wurde nur in den mechanisch kompetenten Gesteinen und im Umfeld von Störungen eine gewisse Bedeutung zugesprochen.

Die hydrodynamischen Aussagen, die im Rahmen dieser Dissertation erarbeitet wurden, beziehen sich auf den durch das hydrogeologische Untersuchungsprogramm erschlossenen Tiefenbereich der Asse, d. h. bis auf eine Teufe von ca. 200-250 m unter Flur, was durchschnittlich ca. - 50 m NN entspricht. Sie betreffen das mesozoische Deckgebirge bis zum Gipshut und den darunter liegenden Bereich des Salzspiegels.

2. Die Lage des Untersuchungsgebietes

Der bewaldete Höhenzug der Asse ist ein südost-nordwest streichender Schmalsattel im nördlichen Harzvorland, der tektonisch und halokinetisch entstand. Er liegt am Südrand der norddeutschen Tiefebene ca. 20 km südöstlich von Braunschweig (Niedersachsen) und ca. 5 km südöstlich von Wolfenbüttel (Abb. 1).

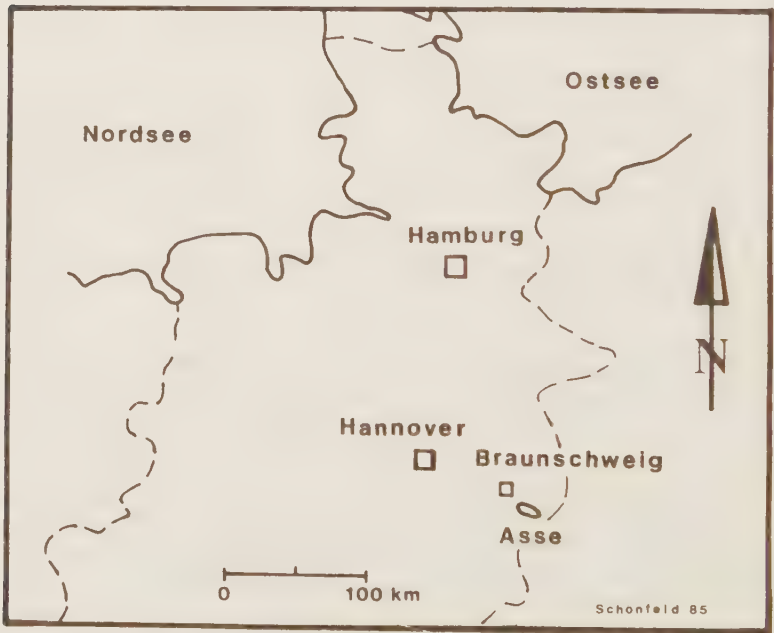


Abb. 1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes Asse.

Die Asse grenzt im Nordosten an die Schöppenstedter Mulde mit der Talniederung der Altenau (Abb. 2) und im Südwesten an die Remlinger Mulde. Der Schmalsattel der Asse ist ca. 11 km lang und 2 km breit; er erstreckt sich von Groß Denkte bis nach Klein Vahlberg und hebt sich ca. 130 m über das hügelige Umland auf ca. 230 m ü. NN heraus (Abb. 2).

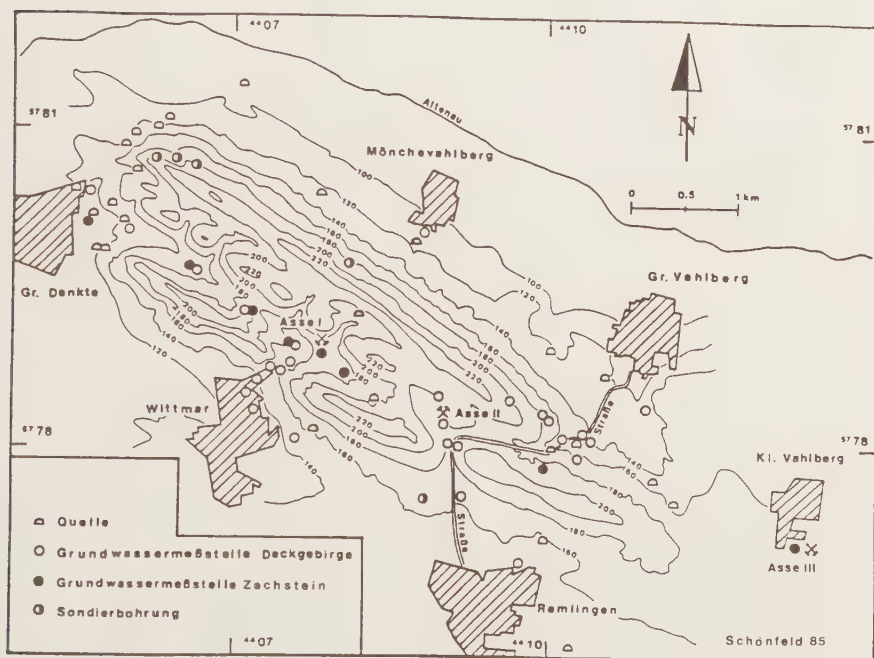


Abb. 2: Topo- und Orographie der Asse.

Die Asse im engeren Sinne ist etwa 7.5 km lang und reicht vom Nordwestende der Struktur bis zu der Verbindungsstraße zwischen den Orten Remlingen und Groß Vahlberg (Abb. 2). Sie ist

Die beiden äußeren Höhenzüge im Untersuchungsgebiet folgen dem Ausstrich des Unteren Muschelkalkes, wobei der südwestliche Rücken durch mehrere Quer- und Diagonalverwerfungen in sich stark längsgegliedert ist. Der zentrale Höhenzug im Untersuchungsgebiet ist kuppig ausgebildet und besteht aus Schollen des Unteren und teilweise des Mittleren Buntsandsteins. Das Längstal zwischen dem südwestlichen und dem zentralen Höhenzug entspricht dem Zentrum der Struktur; es verdankt seine Entstehung der Erosion petrographisch weicherer oder tektonisch aufgelockerter Gesteinsformationen und der Subrosion des Zechsteinsalinars im Untergrund. Diese "Subrosionssenke" reicht vom Nordwestende der Struktur ca. 6 km in das Untersuchungsgebiet hinein und wird durch einen morphologischen Querriegel nordwestlich des abgesoffenen Schachtes Asse I in zwei Abschnitte unterteilt.

Erosion und Subrosion sind auch für die Entstehung des nordöstlich anschließenden Längstals verantwortlich. Hier treten jedoch die Ton- und Salinarfolgen des Oberen Buntsandsteins auf.

Aus dem Zechstein wurden im Bereich der Asse in früheren Jahren Kalisalz und später Steinsalz gewonnen, da diese Salze teilweise relativ oberflächennah bis auf - 50 m NN., d. h. auf ca. 210 m unter Flur, heraufreichen. Der Salzabbau begann mit der Inbetriebnahme des Schachtes Asse I im Jahre 1901, der aber 1906 absoff. Der Abbau wurde dann von 1909 an in der Schachtanlage Asse II fortgesetzt, bis die Salzgewinnung im Bergwerk Asse II 1964 aus wirtschaftlichen Gründen eingestellt wurde. Ein 1911 bei Klein Vahlberg niedergebrachter Schacht Asse III (Abb. 2) wurde nie in Betrieb genommen und ist heute wassergefüllt.

3. Geologie

Die Asse liegt am Westrand des subherzynen Beckens und nördlich des Harzes. Das subherzyne Becken besteht überwiegend aus mesozoischen Schichten und ist durch herzynisch (nordwest-südost) streichende tektonische Schmalsättel (z. B. die Asse), Salzhebungslinien (z. B. der Heeseberg), Aufwölbungen (z. B. der Elm) und Depressionen (z. B. die Remlinger Mulde und Schöppenstedter Mulde) in sich gliedert (Abb. 4).

Im meso- und känozoischen Schichtenpaket des Deckgebirges der Asse treten vier Schichtlücken auf:

- Die erste beginnt im Pliensbachien bis Bajocien (Jura) und reicht bis in das Unterhauterivien (Unterkreide).
- Die zweite beginnt im Mittelturon und endet im Santon (Oberkreide).
- Die dritte umfaßt den Zeitraum vom Campan (Oberkreide) bis zum Lattorf (Tertiär).
- Die vierte besteht zwischen dem Lattorf und der Saale-Eiszeit (Quartär).

Im folgenden wird die Schichtenfolge im Untersuchungsgebiet, dem Gebiet der Asse im engeren Sinne, kurz und mit Blick auf ihre hydrogeologische Bedeutung angeführt. Eine detaillierte petrographische Beschreibung der einzelnen Schichtglieder und weitergehende Ausführungen zur Geologie der Asse finden sich bei HOEHNE (1911 a; b), WOLDSTEDT & HARBORT (1928), KALKA (1963), APPEL (1971), FRANK (1974) und KLARR (1981).

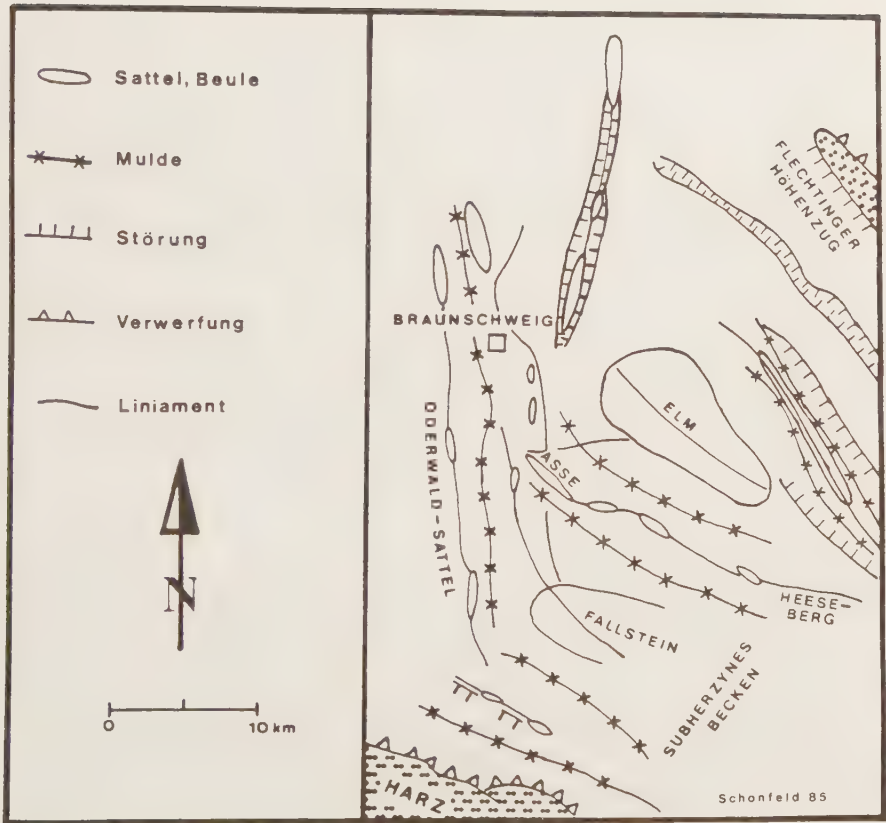


Abb. 4: Tektonische Karte, vereinfacht nach LOTZE (1971), des westlichen subherzynen Beckens.

3.1 Schichtenausbildung

3.1.1 Paläozoikum

Durch die Bergbautätigkeit ist die Schichtenfolge des Zechsteins im Inneren der Asse gut bekannt. Die älteste, im Bereich der Schachthanlage Asse II aufgefahrene Folge ist das Hauptsalz des Zechstein 2 (Staßfurtserie), die im Schacht IV ab 776 m Teufe erschlossen wurde. Der jüngste Zechstein, eine Wechselfolge aus Peliten und dolomitischen Mergeln, entspricht dem Zechstein 5-6 (Ohre- und Freisland-Serie) im Dach des Salinars.

Als isolierte Scholle tritt Zechstein nur südöstlich des Schachtes Asse I in einer Anhydritscholle zutage (BATSCHKE & KLARR 1980); im übrigen Untersuchungsgebiet liegt er mit seinem Salzspiegel meist um 210 m unter Flur, d. h. bei ca. - 50 m NN.

Die Zechsteinsalze sind in der Kulmination der Asse-Struktur von einem Gipshut überdeckt. Dieser Gipshut ist ein Residualgestein, durch das das unterlagernde Salzgestein weitgehend vor weiterer Ablaugung geschützt wird (BATSCHKE & KLARR 1980). Wo der Gipshut durch starke Lagerungsstörungen seine hydrogeologische Barrierenfunktion verliert (siehe Kap. 6.1, 6.4 und 6.5), kann sich ein gewisser Grundwasseraustausch zwischen Deckgebirge und Salzspiegel einstellen.

3.1.2 Mesozoikum

Mit dem Mesozoikum beginnen die autochthonen Schichten des Asse-Deckgebirges. Ein direkter Übergang von Zechstein zur untersten Serie des Buntsandsteins, der Bröckelschieferfazies, ist an der Asse nirgends aufgeschlossen. Das strati-

graphisch tiefste, autochthone und zu Tage ausstreichende Schichtglied des Deckgebirges der Asse ist die "Mergel-Kalksandstein-Folge" des Unteren Buntsandsteins (im Sinne von ZUNKE 1957 nach APPEL 1971). Darüber liegen die Hauptrogensteinfolgen, eine Wechselfolge von Ton- und Schluffsteinen mit Mittelsand-, Feinsand- und Rogensteinbänken, die sich einmal wiederholt. Der Mittlere Buntsandstein besteht nur aus den Ton-, Schluff- und Feinsandsteinen der Detfurth- und Solting-Folge; obere Volpriehausen- und Hardeggen-Folge sind nach APPEL (1971) an der Asse nicht ausgebildet. Der Obere Buntsandstein (Röt) ist nur lückenhaft aufgeschlossen. Er wird in den beiden Längstälern verbreitet durch tertiäre und quartäre Überdeckungen verhüllt. Das Röt besteht aus vier Sedimentationszyklen mit Ton- und Schluffsteinen; nur Röt 1 und Röt 2 führen Salze, deren Ausstrich durch Subrosionszonen und Dolinenketten gekennzeichnet ist. Bis zu welcher Tiefe diese Salzverkarstung geht, ist unbekannt; vermutlich reicht diese Salzlösung nicht in allzu großen Tiefen (siehe Kap. 6.4 und 6.5) hinab. Der Buntsandstein erreicht Mächtigkeiten von 530 bis 600 m.

Der Übergang vom Oberen Buntsandstein zum Unteren Muschelkalk ist fließend. Er wird durch die allmähliche Zunahme des Karbonatgehaltes der Tonsteine angedeutet. Scharf jedoch ist die Grenze zu den stratigraphisch darüber liegenden Konglomeratbänken, einer Wechselfolge von gebankten, dichten Kalksteinen mit Einschlüssen von intraformationalem Gesteinsmaterial und mergeligen, weichen Kalksteinen. Mit fließendem Übergang folgt darüber die Wechselfolge von weichen, mergeligen Wellenkalken und teilweise geröll- oder schillführenden Kalksteinen (Oolith-, Terebratel- und Schaumkalkbänke). Letztere bilden als Härtling die Kämme der beiden äußeren Höhenrücken der Asse, bzw. bewirken eine deutliche Hangversteilung an den Außenflanken dieser Höhenrücken. Der Mittlere Muschelkalk besteht aus relativ verwitterungsanfälligen, dolomitischen Kalk- und Mergelsteinen, bzw. mergeligen Kalk- und Tonsteinen. Der Ausstrich des Mittleren Muschelkalkes ist von Erd-

fällen gekennzeichnet, die auf die Subrosion von Salzgesteinen zurückzuführen sind. Bis zu welcher Tiefe diese Subrosion reicht, ist unbekannt (siehe Kap. 6.4 und 6.5). Den Oberen Muschelkalk bilden Kalk- und Kalkmergelsteine, die dickbankig, häufig oolithisch oder schillführend ausgebildet sind und zum Hangenden zunehmend in Ton- und Tonmergelsteine übergehen. Die Muschelkalk ist an der Asse 230 bis 245 m mächtig.

Der Übergang zum Keuper ist nicht fossilbelegt, doch kennzeichnet "der zunehmend feinsandiger und schluffhaltiger werdende Tonstein des Oberen Muschelkalkes die Grenze zum Keuper" (KLARR 1981). Im Unteren Keuper gibt es alle Übergänge zwischen reinen, teilweise mergeligen oder dolomitischen Tonsteinen und meist feinkörnigen Sandsteinen. Auf Schichtflächen sind vereinzelt Pflanzenreste erhalten geblieben. Darüber sind Kalksteine und Dolomitbänke in die feinkörnigen Sedimente eingeschaltet. Diese Abfolge von Tonstein über Kalkstein, Dolomit zu Tonstein wiederholt sich noch zweimal. Der Mittlere Keuper schließt mit gefleckten Ton- und Tonmergelsteinen sowie Gipseinschaltungen bzw. -bänken (Gipskeuper) an. Er geht in einen Feinsandstein (Schilfsandstein) bzw. eine Wechsellagerung von Feinsand-, Schluff- und Tonstein über. Der oberste Bereich besteht aus einer Wechselfolge von Tonsteinen mit schwankendem Karbonatgehalt, Mergelsteinen und dolomitischen Kalksteinbänken (Steinmergelkeuper). Aus Sandsteinen mit dünnen Lagen von Tonsteinen besteht der Obere Keuper (Rhät). Der Rhätsandstein besitzt wechselnden Quarzgehalt, ist fein- bis grobkörnig, verhältnismäßig karbonatarm und führt teilweise Kohlepartikel, Brauneisenkonkretionen und Tonsteingerölle des Mittleren Keuper (JÜNGST 1928). Eine ausgeprägte Schrägschichtung ist für den Rhätsandstein charakteristisch. Das Rhät endet mit einer Wechselfolge von kalkig-sandigen Ton-, Feinsand- und Kalksandsteinbänken. Der Keuper ist an der Asse ca. 350 m mächtig ausgebildet.

Die tonig-sandige Ausbildung des oberen Rhäts setzt sich in den Lias hinein fort. Nur Einschaltungen von Toneisensteingeoden und dünnen Toneisensteinbänken in das tonig-sandige Schichtpaket unterscheiden das Hettangien von der sonst gleichen faziellen Ausbildung des oberen Rhäts. Im Sinémurien und Pliensbächien treten dann Oolithkalksteinbänke mit Brauneisenooïden und Pyritmineralisation auf. Bis auf wenige örtliche Ausnahmen stellt das Obere Pliensbachien das stratigraphisch höchste Schichtglied des Juras im Gebiet der Asse dar. Die lokalen Vorkommen von Toarcien bestehen aus einer Wechselfolge von schwach bituminösen, teilweise sandigen Ton- (Posidonienschiefer), Mergel- und Kalksteinen.

Ebenfalls nur örtlich ist der Dogger ausgebildet. Das Aalénien und das Bajocien bestehen aus feinsandigen Ton-, Feinsand- und Mittelsandsteinen, die im Hangenden in oolithische Mergel- und Kalksteine übergehen. Jüngere Schichten des Juras fehlen an der Asse. Der Jura ist insgesamt 400 bis 410 m mächtig ausgebildet.

Mit einer Winkeldiskordanz von maximal 25° transgrediert die Kreide über den Jura. Die Unterkreide beginnt entweder mit dem "Basiskonglomerat", dem Hilskonglomerat oder der Mergelsteinfazies des Unterhauterive mit mergeligen Tonsteinen und Kalkmergeln (MICHAEL & PAPE 1971 in KLARR 1981). Darüber, bis ins Unteralb, folgen karbonathaltige, dunkle Tonsteine. Ein heller Tonstein und die Flammenmergel aus dem Oberalb schließen die Unterkreide ab. Die Basis der Oberkreideschichten bilden die weichen Cenomanmergel und die Cenomankalke, sowie die Plänerkalke des Unter- und Mittelturon. Nach einer Unterbrechung setzt die Sedimentation diskordant mit den glaukonitischen Tonsteinen des oberen Santon wieder ein. Die sandhaltigen Kalkmergelsteine des Untercampan enthalten an der Basis Gerölle des Turons und Cenomans. Höhere Schichtglieder der Kreide fehlen an der Asse. Die Kreide ist an der Asse etwa 540 m mächtig.

3.1.3 Känozoikum

Das Tertiär ist im Gebiet der Asse nur kleinflächig und geringmächtig (maximal 25 m) verbreitet. APPEL (1971) konnte die Überdeckung der mesozoischen Schichtenfolgen des südwestlichen Subrosionstales als marines Lattorf (Unteroligozän) einstufen. Es besteht aus Quarzsanden und Tonen, sowie sandigen Tonen mit Mergeln oder tonigen, schluffigen Sanden mit Feinkieslagen.

Alt- oder mittelpleistozäne Ablagerungen sind an der Asse nicht bekannt. Geschiebemergel und -lehme, Reste von Grundmoränen der Saale-Eiszeit (Drenthe- Vereisung nach LÜTTIG 1958), geschiebeführende Sande, Schluffe und Tone leiten das Jungpleistozän ein. Glaziofluviatile, teilweise schräggeschichtete Sande oder Kiese und umgelagerte Lößdecken bzw. periglaziale Fließerden beenden diese Schichtenfolge. Mit periglazialen Lößfließerden der Weichsel-Eiszeit schließt das Pleistozän ab.

Holozäne Ablagerungen sind im Hinblick auf Verbreitung und Mächtigkeit unbedeutend; zu ihnen gehören rezente, solifluidale Umlagerungen, seltener auch fluviatile Bachablagerungen und einige Sinter- und Kalktuffvorkommen an Quellen. Das Quartär ist an der Asse maximal 30 m mächtig.

3.2 Tektonik

3.2.1 Strukturelle Entstehung der Asse

Informationen über das Paläozoikum unter dem Zechsteinsalinar liegen erst seit 1984 vor (mündliche Mitteilungen der Herren Dr. KLARR und OPP, beide IfT); eine ca. 550 Meter südwestlich vom Schacht Asse II niedergebrachte Tiefbohrung erreichte, erstmals im Gebiet der Asse, das Rotliegende unter dem Zech-

stein in 2242 Meter Teufe. Das Rotliegende wurde flachlagernd und fast ungestört angetroffen. Weitere Erkenntnisse werden sich aus dem laufenden Tiefbohrprogramm ergeben. Diese Untersuchungen zur Lagerung des Paläozoikums unter und des Mesozoikums über dem Zechstein sind u. a. wichtig für die Frage der Genese des Schmalsattels der Asse.

Das Gebiet der Asse lag im Perm im nordöstlichen Vorland des Rhenoharzynikums. Tektogenetisch ist es dem Grenzbereich zwischen der rhenoharzynischen Zone und der lugisch-silesischen Scholle (SCHMIDT 1974) zuzuordnen. Letztere bildet das Verbindungsglied zwischen dem mobilen Westrand der osteuropäischen Plattform und dem variszischen Schollenmosaik Mitteleuropas (Abb. 5).

Die konkordante Ablagerung der mesozoischen Sedimente im Deckgebirge der Asse bis zum Lias-Dogger und der relativ geringe Anteil von nur örtlich vorkommenden intraformationalen Konglomeraten in diesen mesozoischen Sedimenten weisen auf eine tektonisch ruhige Ablagerungszeit hin. In diesem Zeitraum kam es nur zu epirogenen Schollenbewegungen. Die Mächtigkeit der triassisch-jurassischen Schichtenfolge an der Asse, die den Zechstein überlagert, beträgt minimal 1450 m und maximal 1595 m.

Die plastische Verformung von Salzablagerungen beginnt unter günstigen Voraussetzungen (siehe unten) ab ca. 200 m Überdeckung für Basis-Liniensalze bzw. ab ca. 400 m Überdeckung für Steinsalze (STÖCKE & BORCHERT 1936 in WUNDERLICH 1968). Damit wäre dem Salz die Möglichkeit gegeben, aus einer dichteinversen, potentiell instabilen Lage in eine energetisch stabile Gleichgewichtslage auszuwandern. Diese potentielle Energie aufgrund der Dichteinversion reicht aber zum halokinetischen Aufstieg alleine nicht aus (WUNDERLICH 1968). Zusätzlich sind Schwächezonen wie zum Beispiel Trennfugensysteme in der Sedimentüberdeckung erforderlich, die die hochmobilen Salzablagerungen dann für ihren Aufstieg benutzen können.



Abb. 5: Tektonische Gliederung des variszischen Gebirges in Mitteleuropa (nach DVORAK & PAPROTH 1969 in SCHMIDT 1974).

Allgemein wird angenommen, daß unter dem Zechstein des Asse-Höhenzuges eine herzynische Schollengrenze verläuft (KLARR 1981). Diese Schollengrenze wurde wohl jungkimmerisch aktiviert, pauste sich in das mesozoische Deckgebirge durch und leitete, begleitet von einer Einengungstektonik dieses Raumes, den Salzaufstieg ein. Das Salz extrudierte aus seinem ursprünglichen horizontalen Schichtverband ins Deckgebirge längs der vorgezeichneten Verwerfungszone. Durch den Salzaufstieg erfuhr das Deckgebirge im Zentrum der Asse-Struktur eine Dehnung, während die Außenseiten der Deckgebirgsflanken einer Kompression unterlagen. Die Zentralbereiche der aufgebogenen mesozoischen Schichten glitten, zum Teil gravitativ,

auf synthetischen, sattelparallelen, halotektonischen Verwerfungsbahnen in Richtung auf das Zentrum der Struktur ab. Nach der jungkimmerischen, tektonischen Anlage der Struktur setzte in der Oberkreide verstärkt eine halotektonische Überprägung der Asse-Struktur ein; synthetische und antithetische Schollenverstellungen entstanden, und es wurde weitgehend das heutige Schollenmosaik des "verstürzten Deckgebirges" angelegt. In der Oberkreide erfolgte auch die Anlage der meisten Quer- oder Diagonalstörungen in der Asse. Im Tertiär fand nochmals eine starke, postunteroligozäne Hebung statt. Eine größere tektonische Verstellung der einzelnen Schollen ging damit aber nicht einher. Im Quartär können noch schwache Verstellungen der Sedimente beobachtet werden, doch dürfte der Salzstock seine heutige und damit stabile Lage bereits in der Oberkreide weitgehend erreicht haben (KLARR 1981, KALKA 1963).

3.2.2 Tektonische Trennflächen im Deckgebirge der Asse

Die beiden Flanken des Assesattels streichen herzynisch. Die Südwestflanke fällt mit 30° - 80° nach Südwest ein und steht teilweise saiger oder ist überkippt. Die Nordostflanke fällt flacher mit 30° - 50° nach Nordost. Die Asse-Struktur ist somit im Untersuchungsgebiet südwestvergent.

Das Strukturende im Nordwesten der Asse ist tektonisch stark gestört, so daß das umlaufende Streichen der Schichtenfolgen nicht deutlich zu erkennen ist. Westlich bzw. nordwestlich von Groß Denkte (Abb. 2) schneiden rheinisch streichende Strukturen das herzynische Lineament ab (KALKA 1963); hier liegt der westliche Rand des subherzynen Beckens (Abb. 4).

Strukturparallele Verwerfungen mit synthetischen, teilweise auch antithetischen, muldenwärts gerichteten Abschiebungen sind verbreitet anzutreffen. Im Strukturzentrum versetzt eine Abschiebung die Nordostflanke linkssinnig um einen Horizontalbetrag von ca. 400 Meter gegen die tektonisch tiefere Südwestflanke.

Quer- und Diagonalverwerfungen sind an der Asse schlecht aufgeschlossen. Für die Südwestflanke konnte eine relativ große Anzahl solcher Störungen erkannt werden (KALKA 1963, APPEL 1971, FRANK 1974), die im Nordwestteil der Südwestflanke hauptsächlich nach Nordwesten und im mittleren Teil der Südwestflanke nach Südosten einfallen. An der Nordostflanke lassen die Morphologie und die geologischen Aufschlußverhältnisse bislang keine abschließende Aussage über das Auftreten von tektonischen Störungen in größerer Zahl zu.

Die Straße Remlingen-Groß Vahlberg verläuft in einem morphologischen Einschnitt (Abb. 2), der einer ausgeprägten, steil südostfallenden Diagonalstörung folgt. Das Untersuchungsgebiet wird durch diese Verwerfung 100-200 m gegenüber dem Südostteil der Asse herausgehoben und 300-400 m dextral versetzt.

Eigene klufttektonische Messungen decken sich mit den Ergebnissen von FRANK (1974) und ergeben drei Klufttrichtungsmaxima (10° - 30° , 50° - 60° und 90° - 110°) mit einem Fallen von 60° - 80° nach West, Süd oder Südost (Abb. 6a-d).

Andere Autoren (KALKA 1963, APPEL 1971 und RÖTTCHER 1982) geben vergleichbare Kluftrichtungen an. Die Klüfte verlaufen überwiegend quer oder diagonal zum Streichen (125° - 130°) des Schmalsattels (Abb. 6a-d). Eine Klüftung in Richtung des Streichens der Struktur spielt - wenn überhaupt - eine untergeordnete Rolle.

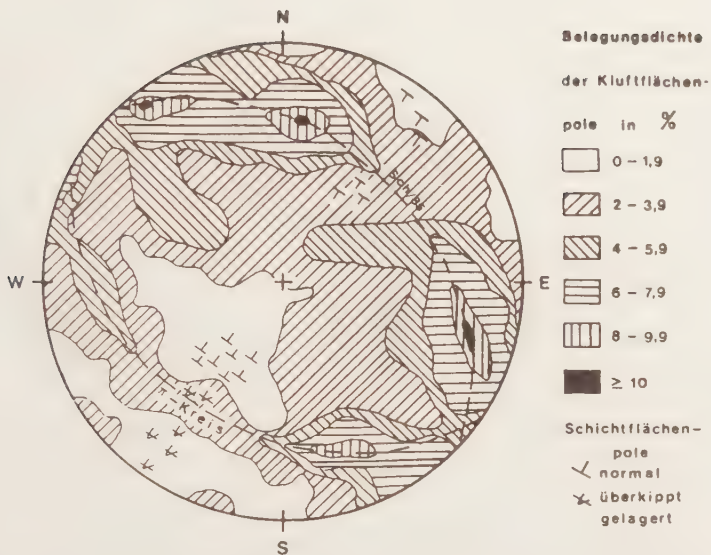


Abb. 6a: Gefügediagramm der Kluftflächenpole (Belegungsdichte) aus dem gesamten Gebiet der Asse nach FRANK (1974), um 398 eigene Messungen auf insgesamt 864 Werte ergänzt.

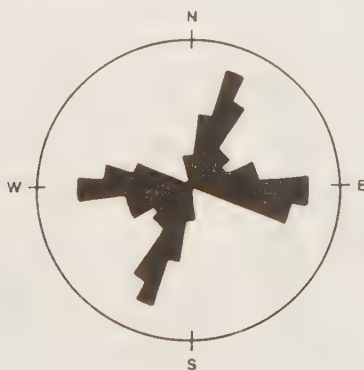


Abb. 6b: Kluftrose aus dem Unteren Buntsandstein der Nordostflanke der Asse nach FRANK (1974), um 63 eigene Messungen ergänzt. Der Kreisradius entspricht einer Klufthäufigkeit von 10%, die Intervallgrenzen liegen bei ganzzahligen Mehrfachen von Fünf.

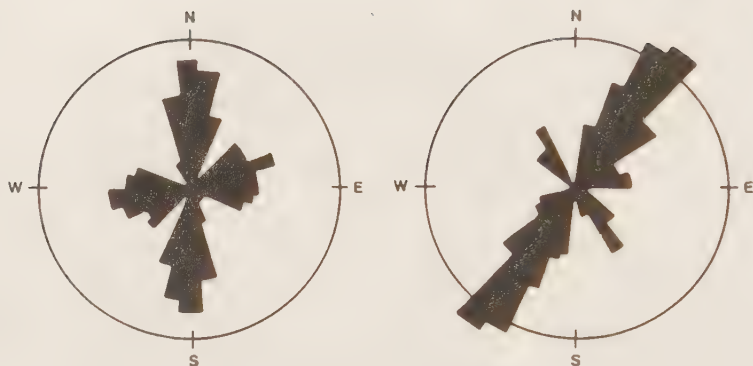


Abb. 6c: Kluftrosen aus dem Unteren Muschelkalk der Nordostflanke (links) und der Südwestflanke der Asse (rechts) nach FRANK (1974), um 79 bzw. 73 eigene Messungen ergänzt. Der Kreisradius entspricht einer Klufthäufigkeit von 10%, die Intervallgrenzen liegen bei ganzzahligen Mehrfachen von Fünf.

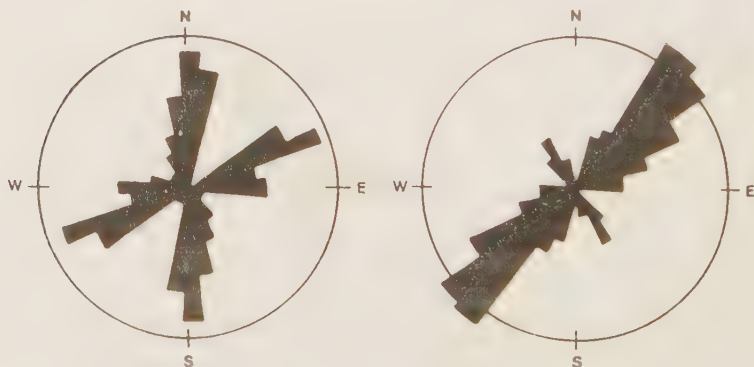


Abb. 6d: Kluftrosen aus zwei Aufschlüssen der Südwestflanke der Asse im Oberen Muschelkalk nach FRANK (1974), um 98 (links) bzw. 85 (rechts) eigene Messungen ergänzt. Der Kreisradius entspricht einer Klufthäufigkeit von 10%, die Intervallgrenzen liegen bei ganzzahligen Mehrfachen von Fünf.

3.3 Zusammenfassung zur Geologie

Das Deckgebirge der Asse besteht überwiegend aus mesozoischen Sedimenten; känozoische Sedimente haben keine große Verbreitung. Petrographisch überwiegen Ton-, Tonmergel- und Mergelsteine vor Sand- oder Kalksteinen und bilden eine vielfältige Wechselfolge. Der Porenraum dieser feinkörnigen Sedimente hat für die Grundwasserbewegung - wenn überhaupt - nur eine untergeordnete Bedeutung. Man wird diese Gesteine deswegen aber kaum als undurchlässig bezeichnen dürfen, denn sie sind stark kompaktiert und reagieren bei tektonischer oder halokinetischer Beanspruchung folglich eher spröde als plastisch. Man muß deshalb davon ausgehen, daß diese Gesteine eine sekundäre Porosität, hervorgerufen durch ihre Klüftigkeit, besitzen. Solche Klüfte können, wie im Falle der Rogensteinbänke des Röts, der Schichten des Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalkes sowie des Gipskeupers, zudem noch unterschiedlich stark verkarstet sein. Durch Entspannung des Gesteins beim Übergang vom triaxialen in den einaxialen Spannungszustand im Oberflächenbereich, d. h. in der Aufwitterungszone (siehe Kap. 6.2), werden die Klüfte zusätzlich geweitet.

Die Schichtglieder wurden erstmals jungkimmerisch bis in die Oberkreide hinein durch Tektonik und Halokinese verstellt und streichen mit ca. 125° herzynisch. Die Sattelflanken der Asse sind vor allem oberkretazisch gehoben und halotektonisch zerschert worden. Die halotektonische Verstellung der Sattelflanken und der einzelnen Schollen im Kernbereich der Asse war nach der Oberkreide weitgehend abgeschlossen. Hebungen im Tertiär und Quartär verstellten die mesozoischen Schichtglieder kaum mehr.

4. Spezielle Arbeitsmethoden

Die modellhafte Erfassung der Grundwasserbewegung im Wege der mathematischen Simulation erfordert Kenntnisse der begrenzenden Ränder des Grundwasserströmungsfeldes, der Durchlässigkeiten und ihrer räumlichen Verteilung im durchflossenen Gestein und über die Verteilung der hydraulischen Potentiale im Grundwasserkörper.

In der Hydrogeologie oberflächennaher, süßer Grundwässer kommt man in der Regel der Fälle mit einer Betrachtung der Durchlässigkeiten und von Grundwasserspiegelmessungen für Aussagen zum Grundwasserströmungsfeld aus; in diesen Fällen sind räumliche und zeitliche Veränderungen der physikalischen und chemischen Eigenschaften des Grundwassers unbedeutend. Speziell die Viskosität mit 1.3 cp und die Dichte mit 1.00 g/cm^3 des Grundwassers sind hier konstant.

4.1 Der Einfluß der Dichte auf die Grundwasserspiegelstände

In den hydrologischen Untersuchungsbohrungen der Asse treten jedoch sowohl Süßwässer mit elektrolytischen Leitfähigkeiten um $800 \text{ } \mu\text{S/cm}$ als auch konzentrierte Solen mit elektrolytischen Leitfähigkeiten über 120 mS/cm auf (jeweils auf $20 \text{ }^\circ\text{C}$ bezogen). Maximal wurden 220 mS/cm gemessen; dies entspricht einer gesättigten Polyhalitsole. Eine elektrolytische Leitfähigkeit von 224.8 mS/cm entspricht einer gesättigten Natriumchloridlösung bei $20 \text{ }^\circ\text{C}$. Im Untersuchungsgebiet aber treten nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich variable elektrolytische Leitfähigkeiten auf. Solche zeitlichen Variationen sind vor allem im Zuge einer Grundwasserentnahme aus Brunnen, aber auch als Antwort auf die Grundwasserneubildung festzustellen (siehe Kap. 4.2.1 und 6.1).

Mit der zeitlichen Änderung der temperaturkompensiert gemessenen elektrolytischen Leitfähigkeit verändert sich die Dichte des Grundwassers (Abb. 7) gleichsinnig; solche Dichteänderungen müssen bei der Ermittlung der Grundwasserspiegelhöhen mit berücksichtigt werden.

Das hydraulische Potential ist definiert als die potentielle Energie (E) pro Volumeneinheit (V) und entspricht einem Druck (p):

$$p = \frac{E}{V} \quad \left[\frac{N}{m^2} \right] ,$$

d. h. dem Gewicht der Wassersäule senkrecht zur Einheitsfläche.

Dieser Druck steht mit der Wasserspiegelhöhe (h), der Dichte der Wassersäule (ρ) und der Erdbeschleunigung (g) in der einfachen Beziehung:

$$p = \rho * g * h \quad \left[\frac{N}{m^2} \right] .$$

Bei gleichem hydraulischen Druck (p), aber variabler Dichte (ρ) müssen sich zwangsläufig auch verschiedene Grundwasserspiegelhöhen (h_1 bzw. h_2) ergeben:

$$\begin{aligned} \rho_1 * g * h_1 &= \rho_2 * g * h_2 & \left[\frac{N}{m^2} \right] \\ h_1 &= \frac{\rho_2}{\rho_1} * h_2 & [m] . \end{aligned}$$

Diese Beziehung zeigt, daß kleine Dichteunterschiede bei langen Grundwassersäulen einen ganz entscheidenden Einfluß auf die Höhenlage des Grundwasserspiegels haben. Dies muß im Untersuchungsgebiet berücksichtigt werden, wo das Grundwasser bis zu ca. 200 m mächtig aufgeschlossen ist.

Nachdem vor Beginn dieser Arbeit nur Grundwasserspiegelhöhen gemessen wurden, mußten zunächst in allen Grundwasserpegeln Dichte-, Leitfähigkeits- und Temperaturprofile aufgenommen werden, um die Grundwasserspiegelhöhen auf ein einheitliches Niveau beziehen zu können; dies geschah jeweils in den Monaten Februar/März der Jahre 1983 und 1984.

Alle gemessenen Dichten (ρ_2) und Grundwasserspiegelhöhen (h_2) wurden dann auf die Grundwasserspiegelhöhe (h_1) für die Referenzdichte $\rho_1 = 1.00 \text{ g/cm}^3$ und auf die Referenzhöhe NN (z) in Standrohrspiegelhöhen (H) umgerechnet nach der Formel:

$$H = z + \rho_2 * h_2 \quad [m] \quad .$$

Viele Grundwasserpegel an der Asse sind nur in ganz bestimmten Tiefen verfiltert, so daß die korrigierten Standrohrspiegelhöhen in der Regel dem hydraulischen Potential am Punkt der Filtermitte im Grundwasserkörper entsprechen (siehe Kap. 6.4).

Bei den vorhandenen Temperaturdifferenzen ($\Delta t_{\max} = 18.7 \text{ }^\circ\text{C}$) war eine temperaturabhängige Dichtekorrektur nicht erforderlich; die Temperaturgradienten liegen bei $0.013 \text{ }^\circ\text{C/m}$ für Deckgebirgspegel und bis $0.12 \text{ }^\circ\text{C/m}$ für Pegel am Salzspiegel (BATSCHKE & v. STEMPEL 1981). Die maximale gemessene Grundwassertemperatur betrug $25.6 \text{ }^\circ\text{C}$ in der Salzspiegelbohrung H 19, die minimale Temperatur $6.9 \text{ }^\circ\text{C}$ in Deckgebirgspegeln (BATSCHKE & v. STEMPEL 1981).

Damit auch frühere - z.B. bei Pumpversuchen - gemessene, elektrolytische Leitfähigkeiten für Dichtekorrekturen der Grundwasserstände verwendet werden können, wurde eine Korrelation zwischen Dichte und Leitfähigkeit aus den Meßergebnissen von 1983 und 1984 erstellt (Abb. 7).

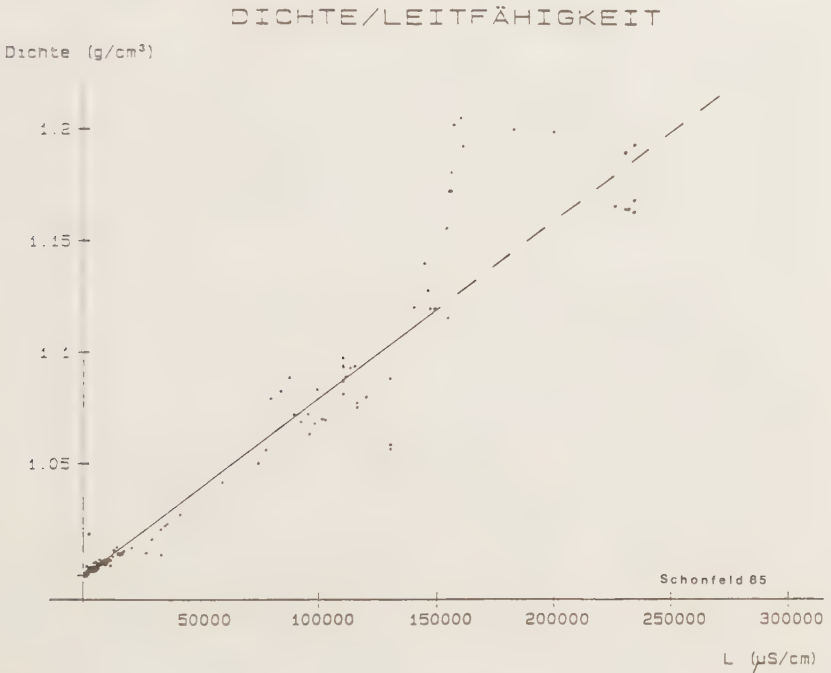


Abb. 7: Korrelation zwischen elektrolytischer Leitfähigkeit und Dichte des Grundwassers nach eigenen Messungen aus den Jahren 1983 und 1984.

Diese Werte hätten allerdings noch nach Ionensorten, etwa nach chloridischem oder sulfatischem Grundwasser spezifiziert werden müssen, so daß für eine Korrektur noch genauere Korrelationen zwischen der elektrolytischen Leitfähigkeit und der zugehörigen Dichte zur Verfügung gestanden hätten. Die Ausgleichsgerade deutet dies für elektrolytische Leitfähigkeiten über 150 mS/cm an (Abb. 7). Leider wurden diese chemischen Kurzanalysen der Grundwasserproben nicht durchgeführt.

Ein teilweise hoher und zeitlich schwankender Gasgehalt in Grundwasserproben aus dem Bereich des Salzspiegels machten es nötig, die Dichte sofort an Ort und Stelle zu bestimmen, und es mußte für jeden Pegel des Zechsteins eine eigene Dichte-Leitfähigkeitskorrelation erstellt werden. Nach Abb. 7 ist bis zu einer elektrolytischen Leitfähigkeit von 25 mS/cm und einer Dichte von 1.02 g/cm³ eine hohe Korrelation (0.98) vorhanden. In diesem Bereich liegen die Grundwässer der meisten Deckgebirgspegel. Für Wässer mit einer elektrolytischen Leitfähigkeit von 25 - 150 mS/cm (Dichte 1.12 g/cm³) sinkt der Korrelationskoeffizient auf 0.89. Die bei den Pumpversuchen gemessenen elektrolytischen Leitfähigkeiten lassen eine Zuordnung der entsprechenden Dichte jedoch meist noch zu. Für die Salzspiegelpegel mit elektrolytischen Leitfähigkeiten über 150 mS/cm mußten jeweils eigene Dichte-Leitfähigkeitskurven erstellt werden, da eine lineare Korrelation aller Meßergebnisse über 150 mS/cm entsprechend einer Dichte größer 1.12 g/cm³ nicht mehr möglich ist (Abb. 7). So konnten die Absenkungskurven der 1981/82 gefahrenen Pumpversuche dichtekorrigiert wiedergegeben werden. Mit den so korrigierten Daten ergeben sich verlässlichere Werte der Transmissivitäten bzw. Durchlässigkeiten, als ohne Dichtekorrekturen (siehe Kap. 6.2 und 6.3).

4.2 Pumpversuchsauswertungen

Die Durchlässigkeit eines Gebirges wird im allgemeinen anhand von Pumpversuchen ermittelt. Alle entsprechenden Auswertungsverfahren gehen letztlich auf die Bewegungsgleichung von DARCY zurück oder werden bei analogen Modellvorstellungen mit der Gleichung von DARCY gekoppelt. Wegen der zeitlich und räumlich variablen Grundwasserdichte im Untersuchungsgebiet kann jedoch nicht die sonst übliche Form des DARCY'schen Gesetzes, sondern muß eine verallgemeinerte Form angewendet werden. Dabei gehen nicht mehr das hydraulische Potential in Form der Differenzen der Grundwasserspiegelhöhen, sondern der Druck und die Wichte in die Bewegungsgleichung ein:

$$\frac{Q}{F} = - k * \frac{1}{A} \left(\frac{p}{\gamma} + z \right) \quad \left[\frac{m}{s} \right] .$$

Es bedeuten:

Q	= die Durchflußmenge	[m ³ /s]
F	= die durchflossene Fläche senkrecht zur Fließrichtung	[m ²]
k	= die Durchlässigkeit	[m/s]
p	= den Porenwasserdruck	[pa]
γ	= die Wichte	[N/m ³]
l	= die Fließstrecke	[m]
z	= ein beliebiges Bezugsniveau	[m] .

Alle Pumpversuchsauswertungen sind unter den folgenden, wichtigen Randbedingungen anwendbar:

- Der Grundwasserleiter ist lateral unbegrenzt und überall gleich mächtig.
- Der Grundwasserleiter ist in dem vom Pumpversuch beeinflussten Bereich homogen und isotrop ausgebildet.
- Das natürliche Grundwassergefälle ist vernachlässigbar klein.
- Die Anströmung zum Versuchsbrunnen erfolgt radial, horizontal und laminar.
- Der Grundwasserleiter wird in seiner ganzen Mächtigkeit erschlossen und durch die Grundwasserentnahme gleichmäßig beansprucht.

Zusätzlich gilt für die Pumpversuchsauswertung nach dem Instationärverfahren:

- Die Eigenentleerung des Brunnens und seiner unmittelbaren Umgebung muß vernachlässigbar klein sein gegenüber der Entnahme aus dem Grundwasserleiter.
- Das dem Grundwasserleiter entnommene Grundwasser wird unverzüglich unter Abnahme der hydraulischen Druckhöhe gefördert, d. h. der Grundwasserkörper verhält sich wie ein Newton'scher Körper.

Diese Bedingungen werden bei den modifizierten Verfahren durch vergleichbare oder ergänzende Annahmen ersetzt oder erweitert (Tab. 1 und Tab.2).

Insgesamt lassen die Pumpversuche an der Asse, die in den Jahren 1981/82 gefahren wurden, nur Auswertungsmethoden nach Instationärverfahren zu, da ein Beharrungszustand im Absenkungsgeschehen fast nie erreicht wurde. Eine weitere Besonderheit dieser Pumpversuche liegt darin, daß in der Regel nur weniger als 0.5 l/s bei Absenkungsbeträgen von einigen Zehnermetern gefördert werden konnten.

Drei der obigen Randbedingungen sind für die Beurteilung der Pumpversuchsergebnisse im Untersuchungsgebiet besonders zu beachten:

- Beim Pumpversuch beeinflussen die physikalisch/chemischen Veränderungen des geförderten Grundwassers das gemessene Absenkungsgeschehen.
- Der Mengenanteil aus der Entleerung des Versuchsbrunnens, bzw. des den Brunnen umgebenden Raumes, muß vernachlässigbar klein sein gegenüber den ergänzungsfähigen Zuflüssen zum Brunnen. Genauere Angaben über den noch zulässigen Anteil an der Eigenentleerung des Versuchspegels während des Absenkungsgeschehen sind aus der Literatur nicht bekannt.
- Durch eine Rücknahme der Förderleistung können die Grundwasserleitereigenschaften ab diesem Zeitpunkt aus der Absenkungskurve nicht mehr bestimmt werden.

Leiter- typ	Fließzu- stand	Fließgleichung	Berechnungsverfahren		Anmerkungen	Quelle
			Name	Art		
gespannt	stationär	$Q = \frac{2 \pi T (s_1 - s_2)}{\ln(r_2/r_1)}$	THIEM	Berechnung		THIEM, 1906
	instationär	$s = \frac{Q}{4 \pi T} \int_u^{\infty} \frac{e^{-y}}{y} dy =$ $= \frac{Q}{4 \pi T} W(u)$	THEIS	Kurvendeckung	$u = \frac{r^2 s}{4 \pi T t}$	JACOB, 1940
			CHOW	Nomogramm		CHOW, 1952
		$s = \frac{2.3 Q}{4 \pi T} \log \frac{2.25 T t}{r^2 S}$	JACOB	Gerade	$\frac{r^2 s}{4 \pi T} < 0.01$	COOPER & JACOB, 1946
		$s' = \frac{2.3 Q}{4 \pi T} \log \frac{t}{t'}$	Wiederan- stieg von THEIS	Gerade	$s' = \text{Restspie-}$ $t' = \text{Zeit seit}$ Pumpende	THEIS, 1935

Tab. 1: Allgemein gültige Auswertungsverfahren zu Pumpversuchen (verändert nach KRUSEMAN & DE RIDDER 1970).

...%

Leiter- typ	Fließzu- stand	Fließgleichung	Berechnungsverfahren		Anmerkungen	Quelle
			Name	Art		
halb- gespannt	stationär	$S_m = \frac{Q}{2 \pi T} K_0 \left(\frac{r}{L} \right)$	DE GLEE	Kurvendeckung	$L > 3 \cdot D$	DE GLEE, 1930
		$S_m = \frac{Q}{2 \pi T} \left(\log 1.12 \frac{L}{r} \right)$	HANTUSH - JACOB	Gerade	$r/L < 0.05$	HANTUSH & JACOB, 1955
		$Q - Q' = \frac{2 \pi T (s_1 - s_2)}{\ln (r_2/r_1)}$	ERNSTSCHE Modifika- tion von THIEM	Berechnung	$Q' =$ Zusickerung aus der Deck- schicht	mündliche Mitteilung
		$S = \frac{Q}{4 \pi T} \int_0^1 \frac{r^2}{y} \exp(-y \frac{r^2}{4L^2 y}) dy$	WALTON	Kurvendeckung	$u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \pi T \cdot t}$	WALTON, 1962
instationär		$S = \frac{Q}{4 \pi T} W(u, r/L)$	HANTUSH 1	Wendepunkt		HANTUSH, 1956
			HANTUSH 2	Wendepunkt		
		$S = \frac{Q}{4 \pi T} * [2K_0(r/L) - W(q, r/L)]$	HANTUSH 3	Kurvendeckung	$q = T \cdot t / (S \cdot L^2)$ $q > 2r/L$ $t > 4t_p$	HANTUSH, 1956

Fortsetzung Tab. 1

...%

Leiter- typ	Fließzu- stand	Fließgleichung	Berechnungsverfahren		Anmerkungen	Quelle Schönfeld 65
			Name	Art		
ungespannt mit verzö- gerter Schüttung und halb- ungespannt	instationär	$s = \frac{Q}{4 \pi T} \int_0^{\infty} \frac{r}{B} \frac{y^2}{y^{2+1}} \frac{dy}{y}$ $s = \frac{Q}{4 \pi T} \frac{W(u_{Ry}, r/B)}{y}$	BOULTON	Kurvendeckung	$y = \text{Integrations-}$ veränderliche $u_A = \frac{r^2 \cdot S_A}{4 \pi T \cdot t}$ $u_Y = \frac{r^2 \cdot S_Y}{4 \pi T \cdot t}$ $Y = (S_A \cdot S_Y) / S_A$ $Y > 100$	BOULTON, 1963
ungespannt	stationär	$Q = \pi k \frac{h_2^2 - h_1^2}{\ln(r_2/r_1)} =$ $= \frac{2 \pi T (s'_{m1} - s'_{m2})}{\ln(r_2/r_1)}$	THIEM- DUPUIT	Berechnung	s^2 $s' = s - (\frac{s^2}{2 \cdot D})$	THIEM, 1906
	instationär	wie für gespannte Leiter			s wird ersetzt durch: $s' = s - (s^2/2D)$	THIEM, 1906 JACOB, 1940 THIEM, 1952 COOPER & JACOB, 1946

Ersetzte Annahme(n)	Leiter- typ	Fließzu- stand	Berechnungsverfahren		Anmerkungen	Quelle Schönfeld 85
			Name	Art		
Leiter mit einer oder mehreren ihm durchdringenden Anreicherungs- oder Staugrenzen	gespannt oder ungespannt	stationär	DIETZ	Berechnung	nur Anreicherungs- tungs- grenzen	DIETZ, 1943
		instationär	STALLMAN	Kurvendeckung	Anreicherungs- und/oder Stau- grenzen	FERRIS et al. 1962
			HANTUSH Bildver- fahren	Gerade	eine Anreicher- tungs- grenze	HANTUSH, 1959
Leiter homogen, anisotrop und von gleichbleibender Dicke	gespannt oder ungespannt		HANTUSH	Berechnung		HANTUSH, 1959
		instationär	HANTUSH- THOMAS	Berechnung	auch Wieder- anstiegsdaten	HANTUSH & THOMAS, 1966
	halbgespannt	instationär	HANTUSH	Berechnung		HANTUSH, 1966
Leiter homogen und isotrop, aber von exponentiell veränderlicher Dicke	gespannt	instationär	HANTUSH	Kurvendeckung	$db/dx < 0.2$	HANTUSH, 1964,

Tab. 2: Auswertungsverfahren von Pumpversuchen für besondere Randbedingungen, wie sie im Untersuchungsbereich auftreten (verändert nach KRUSEMAN & DE RIDDER 1970).

Ersetzte Annahme(n)	Leiter- typ	Fließzu- stand	Berechnungsverfahren		Anmerkungen	Quelle
			Name	Art		
Freier Ruhewasserspiegel hat in Fließrichtung ein Gefälle	ungespannt	stationär		Berechnung		Schonfeld 85
		instationär	HANTUSH	Kurvendeckung	$i < 0.2$	mündliche Mitteilung HANTUSH, 1964
Veränderliche Entnahmemenge	gespannt oder ungespannt	instationär	COOPER - JACOB	Gerade	stufenweise Förderung	COOPER & JACOB, 1946
			ARON - SCOTT	Gerade	kontinuierlich	ARON & SCOTT, 1965
			STERNBERG	Gerade	abnehmende	STERNBERG, 1968
			STERNBERG Wiederanstieg	Gerade	Fördermenge	STERNBERG, 1967
			HUISMAN 1 HUISMAN 2	Berechnung Berechnung	$r > r_w$ $r = r_w$	ANONYMOUS, 1964
Unvollkommener Brunnen	gespannt	stationär	JACOB	Berechnung	Filter in der Nähe der Deckschicht o. an der Sohle	JACOB, 1963
	halbgespannt	stationär	HUISMAN 1 und 2	Berechnung		ANONYMOUS, 1964

Fortsetzung Tab. 2

Ersetzte Annahme(n)	Leiter- typ	Fließzu- stand	Berechnungsverfahren		Anmerkungen	Quelle
			Name	Art		
Unvollkommener Brunnen	ungespannt	stationär	HANTUSH	Berechnug		HANTUSH, 1964
	gespannt	instationär	HANTUSH	Kurvendeckung	Pumpdauer kurz	HANTUSH, 1962
			HANTUSH	Gerade	Pumpdauer lang	1962
Vorkat im Pumpbrunnen ist nicht vernachlässigbar (großer ϕ)	gespannt	instationär	PAPADO- PULOS - COOPER	Kurvendeckung	Eintrittswi- derstand = 0	PAPADOPOULOS & COOPER, 1967
Zweischichtiger Leiter mit halbdurchlässiger Trennschicht	halbgespannt	stationär	HUISMAN - KEMPERMAN	Nomogramm u. Kurvendeckung	es wird nur aus dem oberen Leiter Wasser entnommen	HUISMAN & KEMPERMAN, 1951
			BRUGGEMAN	Gerade	oberer und un- terer Leiter mit getrennter Entnahme	BRUGGEMAN, 1966
Zusätzlich: Eintritts- widerstand des Pump- brunnens = 0	gespannt	stationär	LOGAN	Berechnung	Näherungsver- fahren ohne Pegel	LOGAN, 1964
			GOSSELIN	Berechnung	Näherungsver- fahren ohne Pegel für sehr tiefe Leiter	GOSSELIN, 1951

Ersetzte Annahme(n)	Leiter- typ	Fließzu- stand	Berechnungsverfahren		Anmerkungen	Quelle
			Name	Art		
Zusätzlich: Eintritts- widerstand des Pump- brunnens = 0	ungespannt	stationär	LOGAN	Berechnung	Näherungsver- fahren ohne Pegel	LOGAN, 1964
Zusätzlich: Eintritts- widerstand des Pump- brunnens = 0 und Brun- nen ist unvollkommen	gespannt	stationär	ZANGAR	Berechnung	Näherungsver- fahren ohne Pegel	ZANGAR 1953
Zusätzlich: Eintritts- widerstand des Pump- brunnens = 0 und S ist bekannt	gespannt oder ungespannt	instationär	HURR	Berechnung	Näherungsver- fahren ohne Pegel	HURR, 1966
Frei ausfließender Brunnen; Absenkung kon- stant; Entnahmemenge wechselt	gespannt	instationär	JACOB - LOHMAN	Gerade		JACOB & LOHMAN, 1952

Fortsetzung Tab. 2.

4.2.1 Korrektur des Absenkungsgeschehens

Im Untersuchungsgebiet tritt Grundwasser mit räumlich und zeitlich wechselndem Salzgehalt und damit unterschiedlicher Dichte auf. Vor allem zeitliche Dichteänderungen können sich während der Pumpversuche einstellen. Um den Einfluß von Dichteänderungen auf die Standrohrspiegelhöhe zu erfassen, mußten die beim Pumpversuch gemessenen Veränderungen der elektrolytischen Leitfähigkeiten in Dichteänderungen umgerechnet werden. Hierzu wurde eine nachträglich in den Jahren 1983/84 erstellte Leitfähigkeits- Dichtekorrelation erstellt (Abb. 7).

Der Einfluß der Dichte auf das Absenkungsgeschehen soll am Beispiel der hydrologischen Untersuchungsbohrung H 11 (Abb. 8a und b) dargestellt werden. Dieser Pegel steht im Druckabgleich zwischen dem Grundwasser am Salzspiegel und jenem im überlagernden Deckgebirge. Etwa zwei Minuten nach Pumpbeginn erfolgte in diesem Pumpbrunnen ein Anstieg der Grundwasserspiegelhöhe statt des erwarteten Abfalls (Abb. 8b). Dies ist auf eine Aussübung des zuerst im Pegel vorhandenen, salzhaltigen Grundwassers zurückzuführen, das nun aufgrund des Pumpversuches durch weniger salzhaltiges Grundwasser aus dem umgebenden Deckgebirge ersetzt wird. Durch nachträgliche Dichtekorrektur des Ruhewasserspiegels erhöht sich dieser von gemessenen 112.09 m NN auf berechnete 128.74 m NN, unter der Annahme, daß im artesischen Versuchspegel bei Pumpbeginn die Dichte homogen 1.12 g/cm^3 betrug. Setzt man weiter voraus, daß der Versuchspegel beim Pumpversuch allseitig, gleichmäßig und laminar angeströmt wurde, so ergibt die am Überlaufwehr gemessene Leitfähigkeit einen repräsentativen Wert der Dichte für die Grundwassersäule im Brunnen.

Korrigiert man die gemessene Absenkung im Brunnen H 11 auf die Dichte von 1.00 g/cm^3 und bezieht die Grundwasserspiegelhöhe auf NN, so ergibt sich die tatsächliche Absenkungskurve über die Zeit ab dem dichtekorrigierten Ruhewasserspiegel (Abb. 8a), die zur Bestimmung der Transmissivität des Gebirges im Bereiche des Versuchspegels H 11 benützt werden muß.

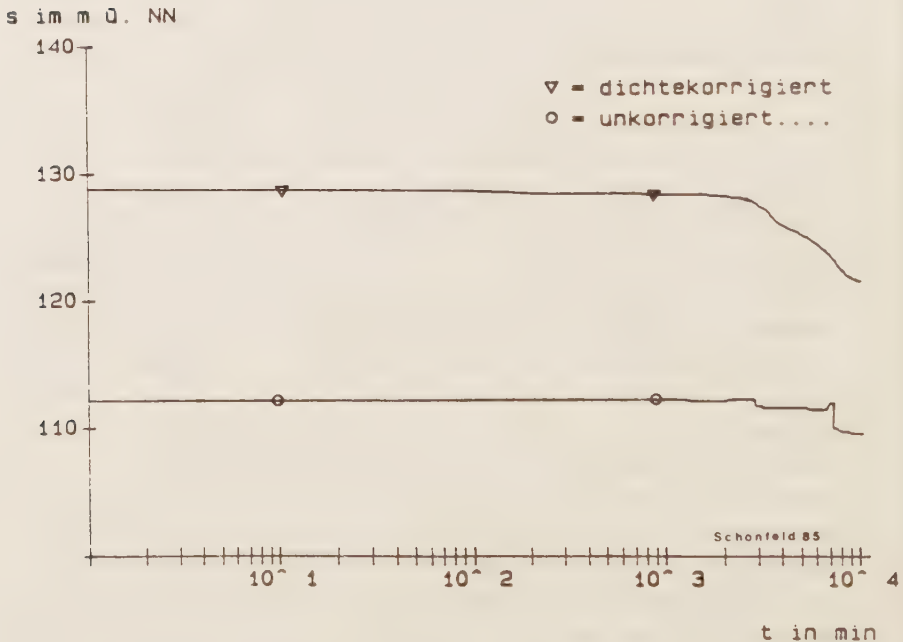


Abb. 8a: Unkorrigierte und dichtekorrigierte Zeit- Absenkungs-kurve aus dem Pumpversuch im Pegel H 11. Die eingezeichneten Symbole stellen keine Meßwerte dar; sie kennzeichnen die unterschiedlichen Kurven. Der Maßstab läßt den dichtebedingten Kurvenanstieg der unkorrigierten Zeit- Absenkungskurve (o) nicht erkennen; siehe dazu Abb. 8b.

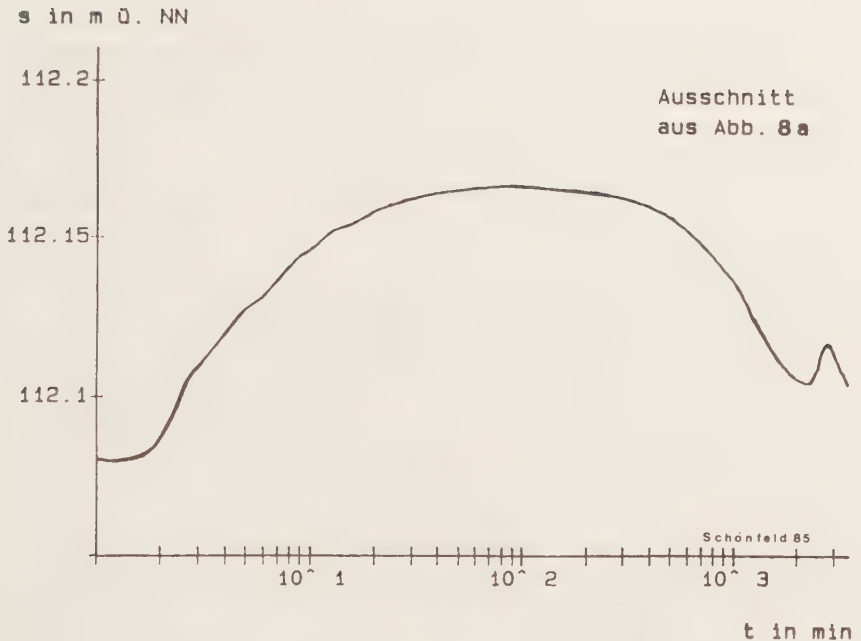


Abb. 8b: Ausschnitt aus der unkorrigierten Zeit- Absenkungs-
kurve aus dem Pumpversuch im Pegel H.11.

4.2.2 Die Eigenentleerung der Versuchsbrunnen

Aus den geometrischen Abmessungen des Versuchsbrunnens und der effektiven Porosität des Filterkieses im Bohrloch kann der Anteil der Brunnenentleerung am Absenkungsgeschehen errechnet werden. Diese entleerungsbedingte Absenkung (h_b) zur Zeit (t) ergibt sich, ohne Berücksichtigung der Länge der Sickerstrecke im abgedichteten Vollrohr des Versuchspegels, zu:

$$\Delta h_b(t) = \frac{Q(t) * \Delta t}{\pi * r_p^2} \quad [m],$$

und für die Entleerung im Bohrloch einschließlich des verfil-
terten Bereichs zu:

$$\Delta h_b(t) = \frac{Q(t) \cdot \Delta t}{\pi \cdot [n_{ef} \cdot (r_b^2 - r_p^2) + r_p^2]} \quad [m] .$$

Hierbei entsprechen:

- Δh_g bzw. b = der gemessenen (siehe unten) bzw.
der berechneten Absenkung im Pegel [m]
- $Q(t)$ = die Förderleistung im entsprechenden
Zeitraum Δt [m³/min]
- Δt = dem betrachteten Zeitabschnitt [min]
- n_{ef} = der effektiven Porosität des
Filterkieses [-]
- r_p = dem Filterrohrradius [m]
- r_b = dem Bohrlochradius [m] .

Der relative Anteil der Brunnenentleerung (χ_K) errechnet sich
zu:

$$\chi_K = \frac{\Delta h_g(t)}{\Delta h_b(t)} \quad [-] ,$$

wobei $\Delta h_g(t)$ die im Versuchspegel während des Zeit Δt ge-
messene Absenkung ist. Trägt man $\Delta h_b(t)$ in die Absenkungs-
diagramme ein, so ist bei vielen gemessenen und dichtekorri-
gierten Absenkungskurven deutlich zu erkennen, daß diese über
lange Zeit oder über die ganze Zeit des Pumpversuches parallel
zu der entsprechenden berechneten Entleerungskurve verlaufen
(Abb. 9), d. h. χ_K kommt den Grenzwert von eins sehr nahe bzw.
entspricht diesem. Ein solcher paralleler Verlauf zwischen ge-
messener Absenkungskurven und berechneter Entleerungskurve er-
gibt sich zwangsläufig auch dort, wo nicht nur im Brunnen,
sondern auch in seiner unmittelbaren Umgebung eine starke Ent-

leerung stattgefunden hat. Durch rechnerische Variationen der primären und sekundären Gesteinsporosität kann recht genau abgeschätzt werden, ab wann die Eigenentleerung vernachlässigbar klein wird.

Dazu wird die zuvor genannte Gleichung erweitert zu:

$$\Delta h_p(t) = \frac{Q(t) * \Delta t}{\pi * [n_{ef} * (r_b^2 - r_p^2) + n_{ed} * [r_g^2 - (r_b^2 + r_p^2)]]} \quad [m],$$

und es entsprechen:

$$\begin{aligned} n_{ed} &= \text{drainierende Porosität} & [-] \\ r_g &= \text{Entleerungsradius im Gebirge} & [m]. \end{aligned}$$

Indem die drainierende Porosität und die Entleerungsradien variabel gehalten werden, lassen sich verschiedene Kurven bestimmen, die näherungsweise die unterschiedliche Ausbreitung des Absenkungstrichters im Gebirge beschreiben (Abb. 9).

Die Gegenüberstellung der gemessenen Zeit- Absenkungskurve und der berechneten Entleerungskurve zeigt, daß hauptsächlich der Kluftraum entleert wurde (s. u.). Dabei wurde vereinfacht angenommen, daß sich im Deckgebirge eine Absenkung ausbildet, die durch die geometrische Form und damit dem Volumen eines geraden kreisförmigen Zylinders beschrieben werden kann. Für den gezeigten Fall des Versuchspegels H 21 betrug der Entleerungsradius im Deckgebirge ca. 20 Meter bei einer angenommenen drainierenden Porosität von $n_{ed} = 0.01$.

Offensichtlich waren die allgemein kleinen Pumpleistungen (z. B. durchschnittlich 0.5 l/s für den Versuchspegel H 21 in Abb. 9) immer noch zu hoch, gemessen an der Eigenentleerung des Brunnens und seiner unmittelbaren Umgebung.

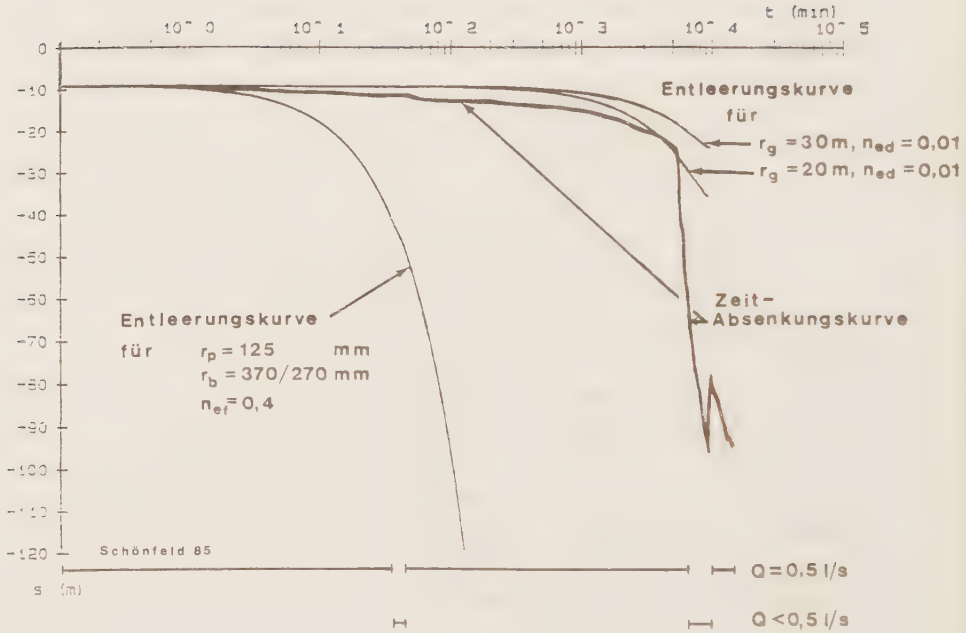


Abb. 9: Zeit- Absenkungskurve aus dem Pumpversuch im Pegel H 21 im Vergleich zu verschiedenen Kurven der Eigenentleerung des Brunnens und des umgebenden Gesteins.

Der Absenkungstrichter breitete sich schnell in den Klüften aus, während die Zuflüsse aus dem Porenraum des Gesteins im permanenten Ungleichgewicht mit der Kluftentleerung standen. Diese Erscheinung ist in Kluftgrundwasserleitern schon von BERGMANN & SEILER (1971) beschrieben worden. Die für obige Werte errechnete Entleerungskurve bleibt daher eine geraume Zeit über der gemessenen Zeit- Absenkungskurve, um schließlich identisch zur gemessenen Zeit- Absenkungskurve (Abb. 9) zu verlaufen. Kurze Zeit später (Abb. 9) reicht dann die Zuflußmenge zum Versuchsbrunnen gegenüber der Fördermenge nicht

mehr aus, weil der entleerungsfähige Klufttraum kein Wasser mehr führt. Es erfolgt nun eine nahezu reine Entleerung des Versuchspegels. Durch das rasche Absinken des hydrostatischen Druckspiegels im Pegel vergrößert sich zusätzlich die Sickerstrecke, so daß auch eine laminare Anströmung des Brunnens vermutlich nicht mehr gewährleistet ist.

Durch die Rücknahme der Fördermenge steigt der Grundwasserspiegel zwar wieder an (Abb. 9), doch nach einer erneuten Erhöhung der Förderleistung sinkt er wieder stark ab, was ebenfalls zeigt, daß nur wenig erneuerungsfähige Zuflüsse aus dem Grundwasserreservoir vorhanden sein können und überwiegend eine Gesteinsentleerung stattfindet.

Ein ähnliches Verhalten zeigen viele Wiederanstiegskurven, die auch ohne Korrektur der Restspiegelabsenkung - die Differenz zwischen dem ursprünglichen Grundwasserspiegel vor Pumpbeginn und dem momentanen Grundwasserspiegel ab dem Zeitpunkt des Wiederanstiegs gerechnet (THEIS 1935) - zunächst steil ansteigen. In diesem Zeitraum wurde nur der entleerte Klufttraum gefüllt. Ist im Klufttraum wieder so viel Grundwasser vorhanden, daß die hydraulischen Potentialunterschiede in den Klüften und dem Porenraum ausgeglichen sind, dann verflacht die Kurve. Sie gibt dadurch einen qualitativen Anhaltspunkt dazu, daß Grundwasserumsatzräume mit unterschiedlicher Porosität und Fließgeschwindigkeit vorhanden sein müssen.

In anderen Pumpversuchen konnte sich der Versuchspegel zwar besser von der Entleerung durch Rücknahme der Förderleistung erholen, dennoch ist der weitere Kurvenverlauf für die Auswertung ungeeignet. Die Restspiegelabsenkung und der relative Wiederanstieg im Pegel verhalten sich nämlich gegenläufig und daher werden die Absenkungskurven durch die weitere, aber geringere Förderung stark verzerrt. Nur durch die Kenntnis der

Grundwasserleitereigenschaften, die eigentlich hätten bestimmt werden sollen, könnten diese Abschnitte der Absenkungskurven vollständig korrigiert werden.

Durch eine besonders rasche Anströmung des Versuchsbrunnens während der starken Eigenentleerung des Versuchspegels wurden vermutlich neue Klüfte geöffnet (im Pumpversuchsprotokoll: "Wasser trüb und milchig"), so daß der Anteil der Entleerung zeitweise wieder abrupt abnahm. Die Absenkungskurve verflachte sich daher wieder, ohne daß eine Änderung der Förderleistung oder der chemischen Zusammensetzung des Grundwassers erfolgt wäre.

Die Klüftigkeit des Gesteins und ihre Bedeutung für die Grundwasserbewegung gibt auch eine Erklärung dafür, daß in benachbarten Beobachtungsstellen sich zeitlich und in ihrem Betrag unterschiedliche Absenkungen einstellen. Deswegen erfaßt der eine Grundwasserpegel das Absenkungsgeschehen im durch die Grundwasserentnahme angesprochenen Kluftsystem des Versuchspegels nicht oder nur unzureichend, während ein weiter entfernter Beobachtungspegel schneller oder stärker auf das Absenkungsgeschehen im Versuchsbrunnen reagierte. Ein solches Verhalten in Kluftgrundwasserleitern beschreiben auch BERGMANN & SEILER (1971).

Eine Überprüfung der Pumpversuchsergebnisse hinsichtlich variabler Dichten und der Eigenentleerung war daher erforderlich, um realistischer Angaben zur Gebirgsdurchlässigkeit zu erhalten (siehe Kap. 6.2 und 6.3). So ergibt sich für die Pumpversuche an der Asse, daß bei sehr vielen Brunnen während des gesamten Pumpversuches der Eigenentleerungsanteil 10 % und mehr betrug (siehe Tab. 3 und 4). Der Anteil der Eigenentleerung liegt speziell bei den Salzspiegelpegel sogar über 50 %, d. h. der Versuchsbrunnen wurde durch den Pumpversuch praktisch nur entleert (siehe Tab. 3 und 4).

Insgesamt läßt sich sagen, daß die zeitlichen Dichtev Variationen im Grundwasser, die geringe Ergiebigkeit aller Grundwasserleiter im Untersuchungsgebiet (siehe Kap. 6.2) und die kluftbedingten Inhomogenitäten des Gesteins eine sehr sorgfältige Interpretation des Absenkungsgeschehens erforderlich machen. Aus diesen Gründen erschien es angebracht, auch ein anderes Auswertungsverfahren zur Bestimmung der Transmissivitäten bzw. der Durchlässigkeiten anzuwenden, das Einschwingverfahren.

4.3 Einschwingversuche

Neben der Auswertung von Pumpversuchen zur Ermittlung der Transmissivitäten wurde das Einschwingverfahren nach KRAUS (1974, 1977) im Untersuchungsgebiet angewandt.

Ein Grundwasserkörper ist ein schwingungsfähiges System (SCHENK & KRAUS 1972). Durch Erdbeben erzeugte seismische Wellen übertragen sich auf das Grundwassersystem, und die hieraus resultierenden, erzwungenen Schwingungen des Grundwasserkörpers können zur Bestimmung der Transmissivität des Grundwasserleiters benutzt werden. Der Grundwasserkörper spricht auch auf künstlich erzeugte Schwingungen (Einschwingversuche) in einem Versuchsbrunnen an (KRAUS 1974). Ein durch künstliche Druckerhöhung im Versuchspegel ausgelenkter Grundwasserspiegel kehrt nach schlagartiger Beseitigung der künstlichen Druckerhöhung in seine Normallage zurück. Dies erfolgt über periodisch gedämpfte (oszillierend) oder aperiodisch gedämpfte Schwingungen, je nach den Durchlässigkeitsverhältnissen des Grundwasserleiters und dem Radius des Versuchspegels (Abb. 13).

Durch die Erfassung und Auswertung eines solchen Einschwingvorganges kann die Transmissivität des zu untersuchenden Ge-

birges in der Umgebung des Versuchsbrunnens bestimmt werden (KRAUS 1974). Das schwingungsfähige und angeregte Grundwassersystem kann dabei durch dessen Dämpfungskoeffizienten (β) und dessen Eigenfrequenz (ω_w) vollständig beschrieben werden.

Für das Einschwingverfahren gelten die nachfolgenden Randbedingungen:

- Der Grundwasserleiter ist homogen, isotrop und lateral unendlich.
- Das Grundwasser bewegt sich laminar.

Die mathematisch exakte Ableitung für den Einschwingvorgang, die auf der Schwingungsgleichung und der Diffusionsgleichung beruht, gibt KRAUS (1974).

Für den periodisch gedämpften Fall, d. h. für $\beta < 1$, kann der Einschwingvorgang wie folgt ausgedrückt werden (KRAUS 1977):

$$W(t) = W_0 * e^{-\beta * \omega_w * t} * \cos(\omega_w * \sqrt{1 - \beta^2} * t) \quad [m],$$

und für den aperiodisch gedämpften Fall, d. h. für $\beta > 1$, gilt:

$$W(t) = W_0 * e^{(-\beta * \omega_w + \omega_w * \sqrt{\beta^2 - 1}) * t} \quad [m].$$

Es bedeutet:

$W(t)$	= Restauslenkung des Grundwasserspiegels zur Zeit t	[m]
W_0	= Anfangsauslenkung aus der Ruhelage zur Zeit $t = 0$	[m]
β	= Dämpfungskoeffizient des Grundwassersystems	[-]
ω_w	= Eigenfrequenz des Grundwassersystems	[s ⁻¹].

Dann erfolgt die Kopplung mit der Bewegungsgleichung und stellt den Zusammenhang über den Dämpfungskoeffizienten (β), der Eigenfrequenz (ω_w), der Transmissivität (T) und dem Radius des Versuchsbrunnens (r_w) in Abhängigkeit vom Speicherkoeffizienten (S) mit dem Dämpfungsfaktor (C) her. Diese Beziehung lautet (KRAUS 1974):

$$C(\beta) = \frac{r_w^2 * \omega_w}{T} \quad [-] .$$

Es bedeuten:

- $C(\beta)$ = Dämpfungsfaktor des Einschwingvorganges [-]
- r_w = Pegelrohrinnenradius [m]
- ω_w = die Eigenfrequenz des Grundwasser-
systems [s⁻¹]
- T = Transmissivität des Grundwasserleiters [m²/s] .

Die Ermittlung der Transmissivität über den Dämpfungsfaktor ist vom Speicherkoeffizienten des Grundwasserleiters praktisch unabhängig (Abb. 10).

Aus dem aufgezeichneten Verlauf der Einschwingkurven im Anreigungsbrunnen während eines Einschwingversuches lassen sich der Dämpfungskoeffizient (β) und die Eigenfrequenz (ω_w) rechnerisch oder über graphische Verfahren (KRAUS 1974 und 1977, GILLE et al. 1964, MÜLLER 1984) ermitteln. Man erhält dann zu jedem β einen eindeutigen Wert für C (KRAUS 1974) und kann über die Gleichung:

$$T = \frac{r_w^2 * \omega_w}{C(\beta)} \quad [\frac{m^2}{s}]$$

die Transmissivität in der Umgebung des Versuchspegels bestimmen.

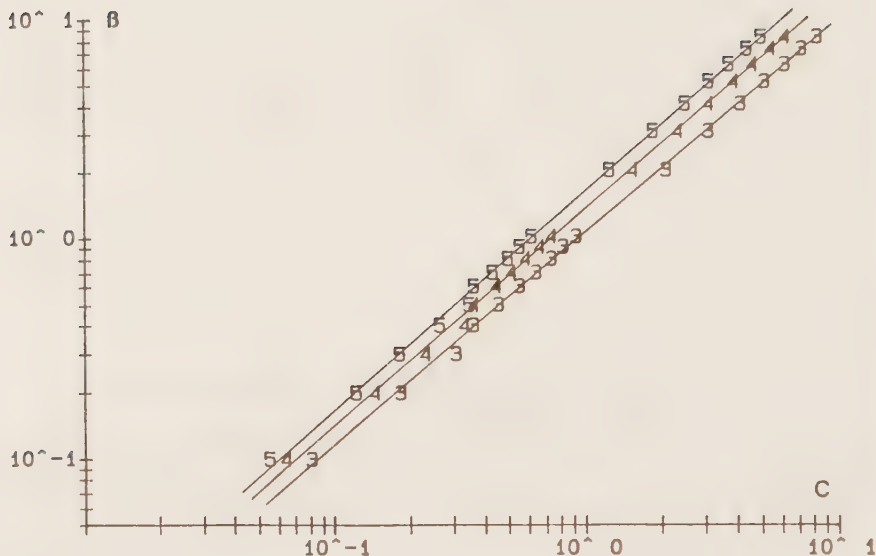


Abb. 10: Beziehung zwischen dem Dämpfungskoeffizienten (β) und dem Dämpfungsfaktor (C), nach dem Einschwingverfahren von KRAUS (1974), für verschiedene Speicherkoeffizienten ($3=10^{-3}$, $4=10^{-4}$, $5=10^{-5}$).

Der Speicherkoeffizient ist mit dieser mathematischen Herleitung nicht bestimmbar (Abb. 10).

Bei ausgeprägt klüftigen Grundwasserleitern wird durch die Einschwingversuche in der Regel die potentielle Durchlässigkeit der Klüfte, nicht die gesamte Gebirgsdurchlässigkeit bestimmt; dies ist, z. B. bei wasserwirtschaftlichen Beurteilungen, dann zu berücksichtigen.

5. Hydrometeorologie und Wasserhaushalt

Der Deutsche Wetterdienst unterhält im Bereich der Asse die Niederschlagsmeßstation "Zur Asse" und 5 km nordwestlich die Niederschlagsmeßstation "Wolfenbüttel". Die nächstgelegene Wetterstation erster Ordnung des Deutschen Wetterdienstes liegt in Braunschweig-Völkenrode. Am Schacht Asse II betreibt die GSF seit 1979 eine eigene meteorologische Meßstation.

5.1 Niederschlag

HOFFMANN (1982) befaßte sich ausführlich mit den bis jetzt registrierten Niederschlagswerten für das Gebiet der Asse. Er erhielt über die Jahre 1911 bis 1980 eine mittlere Niederschlagshöhe von ca. 600 mm/a. Nach den hydrologischen Jahreshälften aufgeteilt ergeben sich für das Sommerhalbjahr 435 mm und für das Winterhalbjahr nur 165 mm als langjährige Mittelwerte, bezogen auf die Aufzeichnungen der Niederschlagsmeßstationen "Zur Asse", Braunschweig-Völkenrode und der GSF-Wetterstation. Für die Niederschlagsmeßstation "Wolfenbüttel" ergibt sich eine mittlere Niederschlagshöhe von 580 mm/a.

Im HYDROLOGISCHEN ATLAS DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (1978) ist für das Untersuchungsgebiet im Zeitraum von 1931 bis 1960 mit einer mittleren Niederschlagshöhe von 600 mm/a ein übereinstimmender Werte zu HOFFMANN (1982) angegeben, wobei sich jedoch die Niederschlagshöhe für den Sommer auf 350 mm bis 400 mm und für den Winter auf 200 mm bis 250 mm verteilt.

Das Verhältnis der Niederschlagshöhen von Sommer zu Winter beträgt demnach 1.4 bis 1.6 mit einem Mittelwert von 1.5 für den Betrachtungszeitraum 1931-1960.

Der mittlere Anteil von Schnee am Gesamtniederschlag beläuft sich auf 10 % bis 15 % für die Jahre 1931 bis 1960 ohne 1945/46 mit durchschnittlich 15 Schneetagen d. h. ≥ 10 cm geschlossene Schneedecke im Jahr für die Jahre 1931 bis 1960 ohne 1936/37 und 1957/58.

Die mittleren jährlichen Niederschlagshöhen unterscheiden sich um durchschnittlich 0 % bis 4 % vom Mittelwert für den Zeitraum 1931 bis 1960 und zeigen eine Gleichmäßigkeit des Gebietsniederschlages an. Das heißt, daß die 72-stündige Niederschlagshöhe für diesen Zeitraum statistisch durch Starkregen bis zu 85 mm nur einmal in 10 Jahren und um 40 mm einmal in einem Jahr übertroffen wird.

5.2 Verdunstung

HOFFMANN (1982) berechnete die potentielle Evapotranspiration nach HAUDE (1955), TURC (1954) und THORNTHWAITTE (1955). Die letzte Methode liefert dabei für das Gebiet der Asse nicht sehr gute Werte im Vergleich zu der gemessenen potentiellen Evapotranspiration in Braunschweig-Völkenrode. Die nach HAUDE (1955) berechnete potentielle Evapotranspiration bei einer mittleren Jahrestemperatur der Luft von 8.8 °C beträgt 560 mm/a (für die Jahre 1973 bis 1978) und stimmt mit dem gemessenen Wert von 570 mm/a für Braunschweig-Völkenrode gut überein.

Nach HAUDE (1955) gibt HOFFMANN (1982) für die effektive Verdunstungshöhe 380 mm/a an. Dieser Wert scheint aber zu klein zu sein (siehe Kap. 6.5).

Die entsprechenden Daten aus dem HYDROLOGISCHEN ATLAS DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (1978) für das Untersuchungsgebiet

lauten:

- 500 - 550 mm/a potentielle Verdunstungshöhe für die Jahre 1951 - 1965.
- 450 - 500 mm/a aktuelle Verdunstungshöhe nach PENMAN (1948 und 1954) bzw.
- 400 - 450 mm/a nach ALBRECHT (1951)
berechnet für die Jahre 1931 - 1960.
- 0 - 50 mm/a Infiltrationshöhe nach PENMAN (1948) bzw.
- 50 - 100 mm/a nach ALBRECHT (1951)
berechnet für die Jahre 1931 - 1960.

Diese Werte aus der Hydrometeorologie lassen nur eine überschlägige Wasserbilanz und eine Abschätzung der Grundwasserneubildungsrate bzw. des Gebietsabflusses (siehe Kap. 5.3 und 6.5) für die Asse zu. Es ist daher nötig, genauere Daten zur Hydrometeorologie mit lückenlosen Meßreihen über längere und einheitliche Zeiträume zu erhalten.

5.3 Gebietsabfluß

Quantitativ ist der mittlere Gebietsabfluß, d. h. der grundwasserbürtige Abfluß und der Direktabfluß, mit ca. 23 l/s (HOFFMANN 1982) nicht groß. Detaillierte Daten zur genauen Erfassung des direkten und des grundwasserbürtigen Abflußgeschehens sind bis heute nicht ausreichend vorhanden.

Die überwiegend kleinen Oberflächengerinne führen meist nur wenig Wasser (durchschnittlich ≤ 2.0 l/s bis ca. 10 l/s) und werden im äußeren Flankenbereich der Asse häufig von Felddrainagen gespeist. Aufgrund der bisherigen Beobachtungen ist

keine Aussage über die effektive Niederschlagshöhe und die Größenordnung des Direktabflusses möglich, doch ist der Direktabfluß mengenmäßig wahrscheinlich nur bei Schlag- und Starkregen bemerkenswert und tritt bei normalen Niederschlägen in den Hintergrund.

Die mittlere Quelldichte von ca. einer Quelle auf einen Quadratkilometer ist typisch für ein Gebiet mit optimaler Aufnahmefähigkeit des Untergrundes für einsickernde Niederschläge. Es ist aber keine homogene Verteilung der Quellaustritte vorhanden (Abb. 3 und 11), sondern eine Häufung von Quellen vor allem am Nordende der Asse; dies ist tektonisch bedingt. Die Quellschüttungen bewegen sich zwischen ≤ 0.1 l/s und fast 4.0 l/s. Für einen teilweise lückenhaften Beobachtungszeitraum von maximal nur 10 Jahren (1972 bis 1982) ergibt sich eine mittlere Quellschüttung von ca. 0.5 l/s (HOFFMANN 1982).

Der geschätzte Gebietsabfluß, der vermutlich überwiegend aus grundwasserbürtigem Abfluß besteht, beträgt minimal 13 l/s und maximal 30 l/s (FRANK 1974), was ungefähr einer Abflußspende von 0.85 l/s km^2 bis 2 l/s km^2 entspricht. Nach HOFFMANN (1982) beläuft sich der Jahresabfluß aus dem Gebiet der Asse auf $0.725 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Dies ergibt einen Gebietsabfluß von 23 l/s für das Untersuchungsgebiet und entspricht einer Abflußspende von 1.5 l/s km^2 und bestätigt in etwa die Werte von FRANK (1974).

Eine vorsichtige Abschätzung der Grundwasserneubildungsrate mit Hilfe des Chloridanteils im Niederschlagswasser und des Chlorids in jenem Grundwasser, das keine geogene Salzfracht enthält (SCHOELLER 1962, EINSELE & SCHULZ 1973), ergibt sich allgemein zu:

$$\text{GWN} = \frac{(\text{Nd} - \text{A}_o) \cdot \text{Cl}_{\text{Nd}}}{\text{Cl}_{\text{Gw}}} \quad [\text{mm}]$$

mit:

GWN = Grundwasserneubildungsrate	[mm]
Nd = Niederschlagshöhe	[mm]
A _O = Direktabfluß	[mm]
Cl _{Nd} =Chloridgehalt im Niederschlag	[mg/l]
Cl _{Gw} =Chloridgehalt im Grundwasser	[mg/l] .

Leider stehen erst seit Oktober 1984 Meßwerte des Chloridgehalts im Niederschlagswasser zur Verfügung, und die Meßstellen bzw. Beprobungsorte sind über weite Gebiete Norddeutschlands verstreut. Der dem Arbeitsgebiet nächstgelegene Beobachtungsort ist Königsutter (Elm). Der Chloridgehalt für das Niederschlagswasser beträgt hier 1.5 mg/l bis 3.5 mg/l. Aus chemischen Analysen von Grundwasserproben ergeben sich ungefähr 40 mg/l bis 80 mg/l Chlorid in den Süßwässern des Assedeckgebirges. Mit diesen Chloridgehalten im Niederschlag und im geogen unbelasteten Grundwasser erhält man so eine Grundwasserneubildungsrate von minimal 25 mm/a und maximal 80 mm/a mit einem Mittelwert von ca. 60 mm/a. Dies deckt sich mit den Angaben von FRANK (1974). Diese Werte geben aufgrund der wenigen und meist weit entfernten Bestimmungspunkte für den Chloridgehalt des Niederschlages einen ersten Anhalt und müßten durch Messungen an der Asse überprüft werden.

6. Hydrogeologie

Die Beschreibung des Grundwasserströmungsfeldes im Deckgebirge und am Salzspiegel der Asse setzt die Kenntnis der Durchlässigkeits- und Potentialverteilung im Inneren und der äusseren Berandungen des Grundwasserströmungsfeldes voraus.

6.1 Der Grundwasserhöhenplan

Aus dem Deckgebirge des Untersuchungsgebietes sind keine gespannten Grundwässer bekannt, d. h. die Grundwasseroberfläche stellt den oberen Rand des Grundwasserströmungsfeldes dar. Lediglich in den Randbereichen der Asse, den Muldenstrukturen im Südwesten, Südosten und Nordosten, treten gespannte Grundwässer auf. Da im Deckgebirge der Asse sehr unterschiedlich mineralisierte Grundwässer erschlossen werden, mußten für Aussagen über den Verlauf der Grundwasseroberfläche alle gemessenen Grundwasserspiegelhöhen aus den Grundwasserpegeln auf eine Dichte von 1.00 g/cm^3 umgerechnet und auf Normalnull bezogen werden (siehe Kap. 4.1). Zur Ermittlung der Höhenlage der Grundwasseroberfläche wurden auch alle Quellaustritte herangezogen. Für sie wurde einheitlich eine spezifische Ergiebigkeit $Q_s = 0.1 \text{ l/s m}$ als maximaler aus Pumpversuchen ermittelter Wert angenommen und über die mittlere Schüttung (Q_m) der Quelle die zugehörige Grundwasserspiegelhöhe (h) bezogen auf die Dichte 1.00 g/cm^3 berechnet,

$$h = \frac{Q_m}{Q_s} \quad [\text{ m }] ,$$

und in die Standardspiegelhöhe umgerechnet. Die hier angenommene spezifische Ergiebigkeit liegt etwas höher als die durchschnittliche aus den Pumpversuchen (0.05 l/s m bis 0.07 l/s m) berechnete.

Für das resultierende Gefälle der Grundwasseroberfläche (Abb. 11) im Bereich der Quellen folgt aufgrund der Verwendung der maximal möglichen spezifischen Ergiebigkeit, daß sich bei den tatsächlichen spezifischen Ergiebigkeiten dann eine Verflachung im Verlauf der Grundwasseroberfläche ergibt. Aus den

errechneten und gemessenen Ständronkspiegelnöner, aus der Deck-
geirge ergibt sich in flächiger Darstellung der Grundwasser-
höhenplan (Abb. 11).

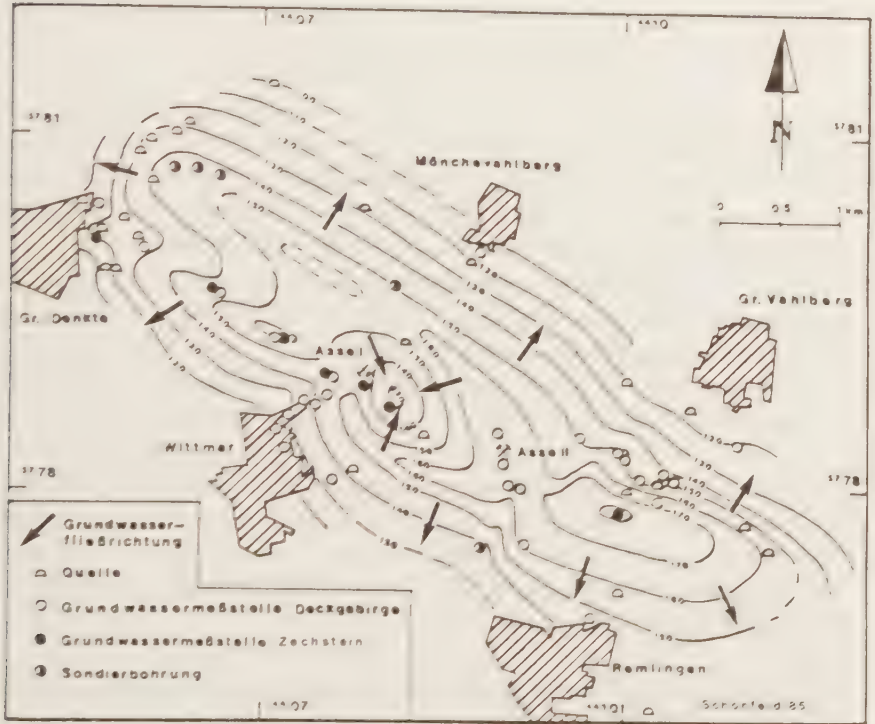


Abb. 11: Grundwassernöhenplan in Deckgeirge der Asse. Die
Isolinien der Grundwasseroberfläche sind in m ü. NN
angegeben und beziehen sich auf die im Jahr 1983
ermittelten und auf die Dichte 1.00 g/cm^3 kor-
rigierten Grundwasserstände.

Der Grundwasserhöhenplan folgt - wie allgemein zu erwarten - der Morphologie. Er bezieht sich auf die dichtekorrigierten Meßwerte des Jahres 1983, die fast identisch mit den entsprechenden Ergebnissen des Jahres 1984 für das Deckgebirge sind. D. h., daß die Potentialverteilung im Deckgebirge der Asse zeitlich relativ stabil ist, und daß das Grundwassersystem auf Änderungen des Grundwasserdargebotes durch eine entsprechende Veränderung in der räumlichen Verteilung der Süß- und Salzwässer reagiert (Abb. 12a und Abb. 12b).

Der Grundwasserhöhenplan wird in seinem Verlauf durch tektonische Elemente deutlich, hingegen durch die unterschiedliche Faziesausbildung in der sedimentären mesozoischen Schichtenfolge der Asse nur schwach beeinflußt (siehe Kap. 6.2). Ganz offensichtlich findet im Deckgebirge ein Grundwasserabfluß auch quer zum Streichen der einzelnen Schichtglieder statt. Störungszonen bilden hier Bereiche erhöhter Durchlässigkeit und beeinflussen damit als tektonische Elemente den Grundwasserhöhenverlauf, ebenso wie Zonen verstärkter Subrosion.

Die Grundwasserpegel, deren Filterstrecken ausschließlich am Salzspiegel liegen (Abb. 11), die also keinen Kontakt zum Deckgebirge besitzen (siehe unten), fügen sich mit ihren Grundwasserständen auch nach einer Dichtekorrektur nicht in den Grundwasserhöhenplan ein.

So müssen im Asse-Sattel zwei Grundwasserstockwerke vorliegen, die durch den Gipshut über dem Zechsteinsalinar (BATSCHKE & KLARR 1980) von einander getrennt sind. Nur an zwei Stellen besteht ein gegenseitiger hydraulischer Druckabgleich zwischen diesen beiden Grundwasserstockwerken:

- Die eine Verbindungsstelle liegt im Gebiet um die Schachtanlage Asse I fast am südöstlichen Ende der Subrosionsrinne.

- Die andere liegt am Ostrand von Groß Denkte (Abb. 11).

Beim abgesoffenen Schacht Asse I existiert ein Absenktrichter im Grundwasserkörper des Deckgebirges (Abb. 11). Dieser Absenktrichter umspannt eine etwa kreisförmige Fläche (2 km^2) und überspannt Schichtglieder verschiedener petrographischer Ausbildung. Wenn überwiegend eine schichtparallele, d. h. von Südosten nach Nordwesten gerichtete Entwässerung gegeben wäre (BATSCHKE et al. 1980, BATSCHKE & v. STEMPEL 1981 und 1982), müßte dieser Absenktrichter eine entsprechende Längserstreckung besitzen und dürfte keine schichtübergreifende Geometrie aufweisen. Dies ist nur möglich, wenn unterirdische Fließwege auch quer zum Streichen der einzelnen Schichten bestehen. Diese Fließwege müssen aber dann Klüfte sein, die tatsächlich überwiegend quer und diagonal zur Struktur verlaufen (siehe Kap. 3.2.2, 4.2.2 und 6.2). In dem Absenktrichter um die abgesoffene Schachthanlage Asse I steht der Pegel H 17, der, obwohl seine Filterstrecke am Salzspiegel liegt, nur wenig salzhaltiges Grundwasser mit einer elektrolytischen Leitfähigkeit von maximal $8000 \mu\text{S/cm}$ enthält (Abb. 12a, b). Daß hier ein gewisser Kontakt zum Salzspiegel wie auch zum Deckgebirge besteht, zeigt beispielsweise der Pumpversuch im Pegel H 17, bei dem vor Pumpbeginn wenig mineralisiertes Grundwasser mit einer durchschnittlichen elektrolytischen Leitfähigkeit von $6000 \mu\text{S/cm}$ vorhanden war. Es wurde nach kurzer Zeit jedoch Sole mit einer Dichte von 1.182 g/cm^3 gefördert, die eine elektrolytische Leitfähigkeit von 155 mS/cm aufwies und aus dem Salzspiegelbereich stammen muß, denn im Deckgebirge sind hier so hohe Dichten unbekannt. Diese Beobachtung zeigt qualitativ, daß während des Pumpversuches die Zuflüsse aus dem Deckgebirge zum Pegel H 17 kleiner sind als aus dem Salzspiegelbereich, d. h. es müssen hier am Salzspiegel höhere Durchlässigkeiten als im Deckgebirge vorliegen (Kap. 6.3). Nach dem Ende des Pumpversuches stellte sich dann wieder die anfängliche Dichteverteilung im Pegel ein.

Diese Beobachtung und die Tatsache der Existenz des Absenktrichters um den abgesoffenen Schacht Asse I deuten an, daß hier Grundwasser aus dem Deckgebirge in den Bereich des Salzspiegels übertreten kann. Bevor die Frage beantwortet wird, wohin dieses Grundwasser am Salzspiegel fließt (siehe unten) und in welcher Menge es zum Salzspiegel gelangt (siehe Kap. 6.5), soll zunächst noch die zweite Kontaktstelle zwischen den beiden Grundwasserstockwerken betrachtet werden.

Am Nordwestende der Subrosionsrinne besteht die zweite Kontaktstelle zwischen dem Grundwasserkörper im Deckgebirge und den Wässern am Salzspiegel. Östlich von Groß Denkte treten Solequellen und stark salzhaltige Grundwässer auf. Deren Standrohrspiegelhöhen, die über die spezifische Ergiebigkeit und dichtekorrigiert errechnet wurden, weisen hier einen "Grundwasserberg" im Grundwasserisohypsenplan aus. Die Standrohrspiegelhöhen dieses "Grundwasserberges" liegen jedoch niedriger als die im Absenkungstrichter um die abgesoffene Schachthanlage Asse I. Das unterirdische Einzugsgebiet dieser Solen reicht nach Beobachtungen zur räumlichen Verteilung der elektrolytischen Leitfähigkeit am Salzspiegel (Abb. 12a und Abb. 12b) und zur Druckausbreitung (Abb. 13) in das Gebiet um die Schachthanlage Asse I mit dem zuvor beschriebenen Absenktrichter im Assedeckgebirge (siehe unten).

Einen weiteren Anhaltspunkt, daß im Gebiet um die Schachthanlage Asse I wenig mineralisierte Grundwässer aus dem Deckgebirge in die Salzspiegelgerinne eintreten, geben Leitfähigkeitsmessungen an den Salzspiegelgrundwässern im weiteren Umkreis. Sie zeigen eine Zunahme der elektrolytischen Leitfähigkeit von ca. $4000 \mu\text{S}/\text{cm}$ auf ca. $120 \text{ mS}/\text{cm}$, ausgehend vom Absenkungstrichter im Gebiet um die Schachthanlage Asse I in Richtung auf den Pegel H 11 (Abb. 12a und b) am Nordwestende der Asse. Unter ständiger Lösung von Salz mineralisiert sich das Grundwasser des Deckgebirges am Salzspiegel, zu einem geringen Teil auch im ehemaligen Grubengebäude der Schachtan-

lage Asse I, immer stärker auf und fließt nach Nordwesten ab. Östlich von Groß Denkte steigen diese Wässer dann als konzentrierte Solen zutage.

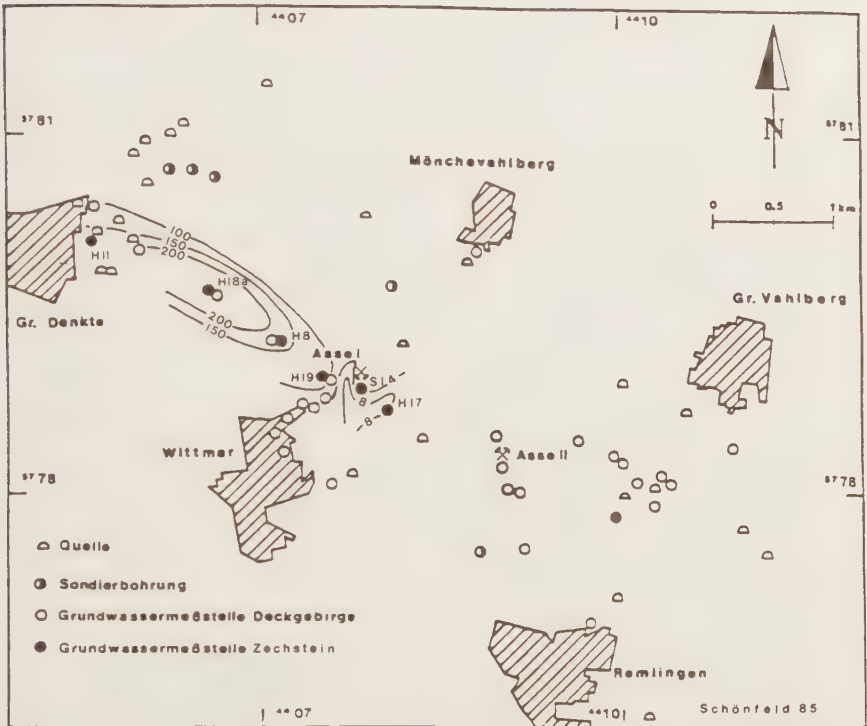


Abb.12a: Räumliche Verteilung der elektrolytischen Leitfähigkeit [mS/cm] der Grundwässer nach Messungen an Pegeln in den Salzspiegelgerinnen (1983).

Auf diesen Aufstiegswegen erfolgt dann eine gewisse Verdünnung der Solen durch Zumischung von wenig mineralisiertem Grundwasser aus dem Deckgebirge. Die stärkere Mineralisation

der Wässer in den Salzspiegelgerinnen des Jahres 1983 (Abb. 12 a) gegenüber 1984 (Abb. 12 b) und die räumlich wechselnde Leitfähigkeitsverteilung im Bereich des Absenkungstrichters zeigen eine empfindliche Reaktion dieser Grundwässer auf das hydrometeorologische Geschehen an.

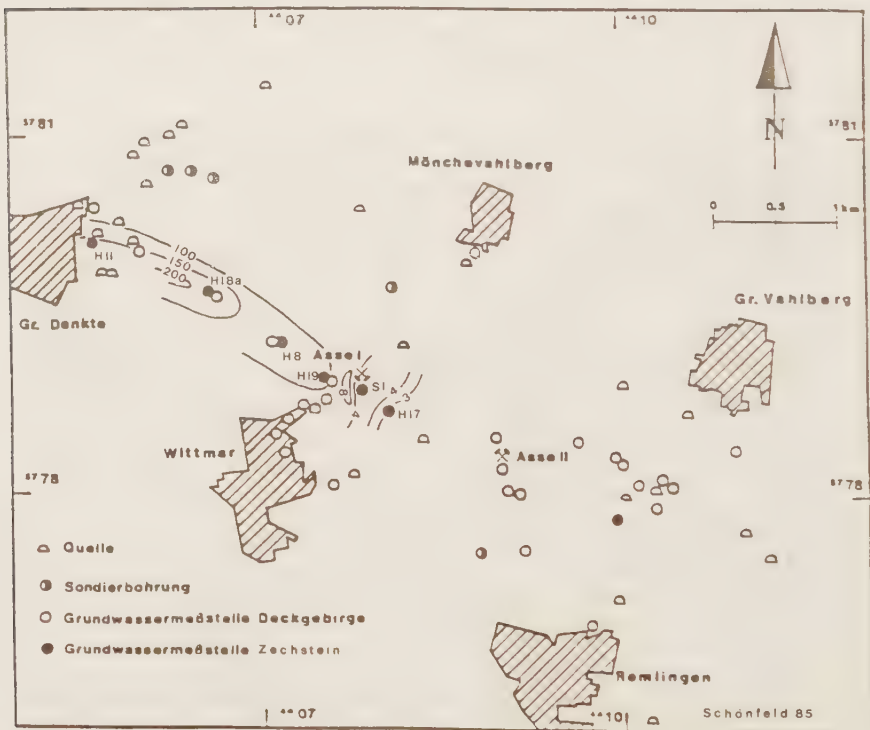


Abb.12b: Räumliche Verteilung der elektrolytischen Leitfähigkeit [mS/cm] der Grundwässer nach Messungen an Pegeln in den Salzspiegelgerinnen (1984).

Die Tritiumgehalte dieser Grundwässer (BATSCHKE & v. STEMPEL 1984) sind relativ hoch und deuten in dieser großen Tiefe auf Einflüsse junger Grundwasserbeimischungen hin. Anthropogene

Eingriffe in diesen Bereich, wie z. B. Pump- oder Einpreßversuche, beeinflussen dieses Abflußsystem ebenfalls und verändern es gegebenenfalls nachhaltig (Kap. 6.6).

Durch Einschwingversuche konnte eine hydraulische Verbindung zwischen der H 17, dem Pegel im Absenkungstrichter um die Schachtanlage Asse I (Abb. 13), dessen Filterstrecke am Salzspiegel liegt, und dem Deckgebirge nachgewiesen werden. In dem Deckgebirgspegel H 9 war die Reaktion auf den Druckimpuls noch verhältnismäßig stark, in dem Deckgebirgspegel H 14 nur noch schwach (Abb. 13). Dies beweist, daß hier ein Kontakt zwischen dem Grundwasser des Deckgebirges und dem Grundwasser am Salzspiegel vorhanden ist, und es beweist zudem, daß im Deckgebirge eine Grundwasserbewegung auch quer zum Streichen erfolgt (Abb. 13). Eine solche Grundwasserbewegung kann aber nur über Klüfte erfolgen.

Der Einschwingversuch im Pegel H 17 zeigt auch, daß die induzierte Druckwelle zudem an allen Salzspiegelbohrungen, mit Ausnahme der Bohrung H 8/1, die nicht eindeutig reagierte, beobachtet werden kann (Abb. 13); d. h. die Druckwelle breitete sich hier bis zu einer Entfernung von ca. 2.8 km aus, was nur in einem röhrenartigen System, wie es der verkarstete Gipshut am Salzspiegel darstellt, möglich ist.

Bei einem Einschwingversuch am Salzspiegel im Pegel H 18a, der im nordwestlichen Drittel der Subrosionsrinne steht, reagierten neben den Salzspiegelbohrungen über den Pegel H 11 auch die Deckgebirgspegel H 13 sowie die Pegel H 12 und H 21 schwach (Abb. 13). Damit konnte die zweite Kontaktstelle zwischen dem Grundwasser des Deckgebirges und dem Grundwasser am Salzspiegel bei Gr. Denkte auch hydraulisch nachgewiesen werden.

MÜLLER (1984) konnte in quartären Sanden und Kiesen bei Einschwingversuchen in ungespannten Porengrundwasserleitern die

induzierte Druckwelle nur bis zu 30 m Entfernung vom Versuchsort registrieren. KRAUS (1974) gibt einen Erfassungsradius von mindestens 50-100 m in gespannten Grundwasserleitern an.

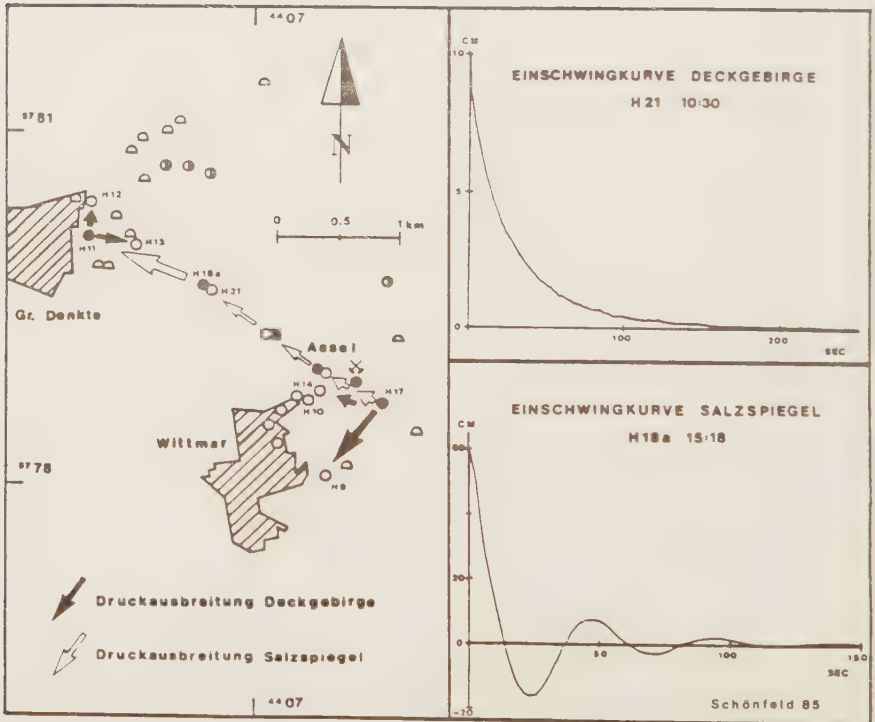


Abb. 13: Ergebnisse mehrerer Versuche zur künstlich angeregten Druckausbreitung im Grundwasser des Deckgebirges und am Salzspiegel der Asse mit zwei typischen Einschwingkurven für den Bereich des Deckgebirges und des Salzspiegels.

An der Asse konnte die Ausbreitung des aufgegebenen Druckimpulses im Kluftgrundwasserleiter des Deckgebirges mit seiner für Kluftgrundwasserleiter typischen, geringen Porosität bis ca. 750 m Entfernung beobachtet werden (Abb. 13).

Dabei war die Lage des Versuchs- und Beobachtungspegels zur Klüftung des Deckgebirges der entscheidende Faktor. Zum Beispiel konnte die Druckwelle ausgehend vom Versuchspegel H 17 im Beobachtungspegel H 9 quer zum Streichen der Struktur nach 750 m noch verhältnismäßig gut erkannt werden, während der Pegel H 14, ca. 550 m im Streichen der Struktur von dem Pegel H 17 nach Nordwesten entfernt, gerade noch ansprach.

Der wiederum quer zum Streichen ca. 150 m von Brunnen H 14 entfernte Pegel H 10 zeigte keine meßbare Reaktion mehr. Während eines anderen Einschwingversuches konnte bei einer Entfernung des Beobachtungspegels von nur 30 m zum Versuchspegel (H 15 -> H 15 a) die Druckausbreitung im Beobachtungspegel gar nicht festgestellt werden. In dem gespannten System der Gerinne des Salzspiegels konnte hingegen die Druckausbreitung bis zu dem 2.8 km vom Versuchspegel H 17 entfernten Pegel H 11 noch deutlich nachgewiesen werden.

Es zeigen die Grundwasserspiegelhöhen eine klare Grundwasserstockwerksgliederung für das Untersuchungsgebiet. Die Grundwasserstockwerke im Deckgebirge und am Salzspiegel haben einen hydraulischen Kurzschluß um den Schacht Asse I, der auch schon vor dem Absaufen des Schachtes bestanden haben dürfte (siehe Kap. 6.3), und eine zweite Kurzschlußbahn östlich von Groß Denkte. Wie die Einschwingversuche, die Verteilung der elektrolytischen Leitfähigkeiten am Salzspiegel, Isotopendaten und seit neuem auch ein Markierungsversuch (mündliche Mitteilung von Herrn Dr. BATSCHE IfR) zeigen, besteht zwischen diesen beiden Kontaktstellen eine hydraulische Verbindung in dem Sinne, daß vom Gebiet des Schachtes Asse I Grund-

wasser vom Deckgebirge zum Salzspiegel übertritt und am Strukturende dem hydraulischen Gefälle folgend wieder zutage gelangt. Dieser Verbindungsweg ist an sich nicht neu; er ist seit dem Absaufen des Schachtes Asse I jedoch erst richtig ins Bewußtsein gelangt (siehe Kap. 6.3). Es gibt jedoch keinen Anhaltspunkt dafür, daß eine solche unterirdische Verbindung zwischen dem Deckgebirge und dem Zechsteinsalinar auch noch an anderen Stellen im Untersuchungsgebiet bestehen würde.

6.2 Die Durchlässigkeit des Deckgebirges

Über die Auswertung von Absenkungs- und Wiederanstiegskurven der 1981/82 gefahrenen Pumpversuche und durch 1984 durchgeführte Einschwingversuche wurde die Transmissivität des Deckgebirges der Asse bestimmt und in Durchlässigkeiten umgerechnet (Abb. 14 a-c bzw. Tab. 3 und 4). Wie im Kapitel 4.2.1 erwähnt, mußten vor allem die Absenkungskurven aus den Pumpversuchen korrigiert und für eine Pumpversuchsauswertung kritisch überprüft werden. Die Ergebnisse zeigen keine signifikante Abhängigkeit der Durchlässigkeiten von der petrographischen Ausbildung (Tab. 3) der Gesteine. Auch die Bestimmungen der Filtergeschwindigkeit nach der Einbohrlochmeßmethode (DROST 1984) ergeben für Ton- und Schluffsteine der Asse, die wiederholt hydrogeologisch als Grundwasserstauer eingestuft wurden (BATSCHKE & v. STEMPEL 1981, 1982, KLARR 1981), Werte von 1.4 m/d, und für Kalksteine der Asse, die bis jetzt als durchlässiger angesehenen wurden (siehe oben), eine Filtergeschwindigkeit von 0.7 m/d (mündliche Mitteilung von Herrn Dipl. Phys. DROST IfR). Folglich muß das Trennfugeninventar des Gesteins, besonders die Klüfte, eine besondere Bedeutung für die Durchlässigkeit der Gesteine haben. Es deutet sich zudem eine bestimmte Abnahme der hydraulischen Leistungsfähigkeit des Trennfugeninventares mit der Tiefe an. Die Durchlässigkeit des Deckgebirges verringert sich statisch gesehen mit der Teufe; dies zeigt vor allem Abb. 14c,

doch ist die Abnahme mit der Tiefenlage der Filterstrecke der Versuchsbrunnen nicht so stark, wie in anderen Gebieten (z. B. SEILER 1968). Eine solche Abnahme der Durchlässigkeit mit der Tiefe hängt mit der statistischen Abnahme der Kluftweiten mit der Gesteinstiefe zusammen.

DURCHLÄSSIGKEITSVERTEILUNG

Filtermitte m u. GOK

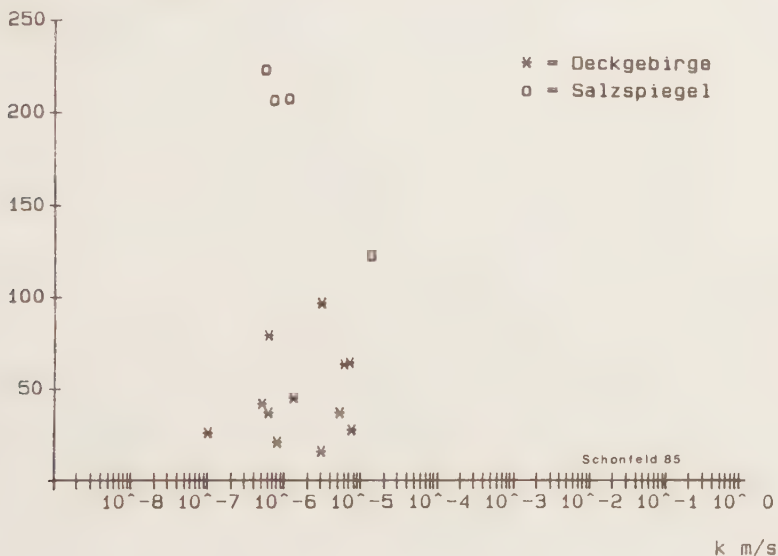


Abb.14a: Tiefenabhängige Verteilung der Durchlässigkeiten, über dichtekorrigierte Absenkungskurven ermittelt im Deckgebirge -- * -- und am Salzspiegel -- o -- im Untersuchungsgebiet.

Eine Weitung der Klüfte in Oberflächennähe kommt durch die Gesteinsentlastung, d. h. den Übergang vom triaxialen in den einaxialen Spannungszustand und durch periglaziale Einflüsse zustande. Man wird nach aller Erfahrung davon ausgehen dür-

fen, daß zu größeren Tiefen als den hier untersuchten Tiefenbereichen, die Wasserwegsamkeit auf den Klüften sehr stark abnimmt.

DURCHLÄSSIGKEITSVERTEILUNG

Filtermitte m u. GOK

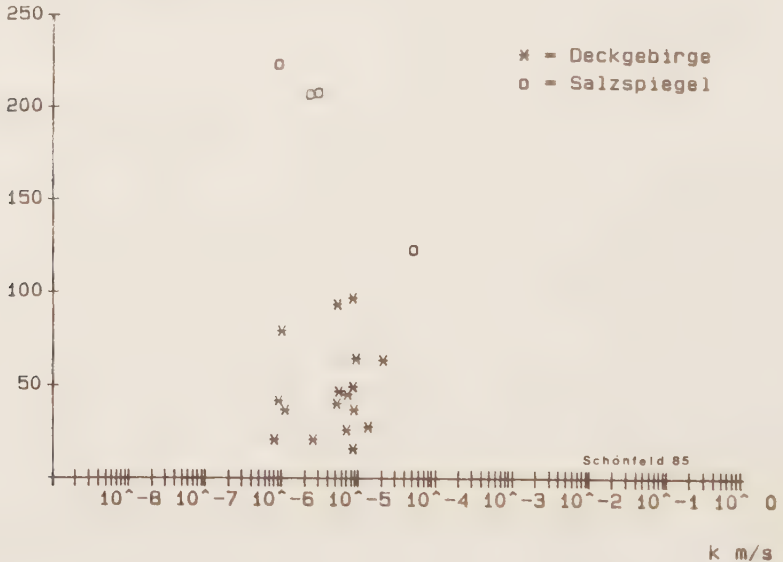


Abb.14b: Tiefenabhängige Verteilung der Durchlässigkeiten, über Wiederanstiegskurven ermittelt im Deckgebirge -- * -- und am Salzspiegel -- o -- im Untersuchungsgebiet.

In diesen größeren Tiefen wird man dann auch kaum noch mit einer starken Salzablaugung z. B. im Röt oder im Mittleren Muschelkalk rechnen dürfen. Dies bestätigten erste Ergebnisse aus dem Tiefbohrprogramm (mündliche Mitteilung von Herrn Dr. KLARR IfT). Generell zeigt sich für das Deckgebirge des Unter-

suchungsgebietes, daß die Pumpversuchsauswertungen um den Faktor 0.5 kleinere Werte für die Durchlässigkeiten bzw. Transmissivitäten ergeben als das Einschwingverfahren. Ein Grund für diese an sich kleine Diskrepanz könnte u. a. eine Verformung des Korngerüsts der sedimentären Gesteine des Deckgebirges durch Verringerung des hydrostatischen Druckes während der Pumpversuche sein.

Die insgesamt ermittelten Durchlässigkeiten des Deckgebirges variieren nach den verschiedenen Versuchsmethoden zwischen $8.4 \cdot 10^{-5}$ m/s und $1 \cdot 10^{-7}$ m/s (Tab. 3 bzw. Abb. 14 a-c). Die größten Durchlässigkeiten des Deckgebirges treten erwartungsgemäß in den tektonisch und/oder atektonisch aufgelockerten Bereichen - wie in oberflächennahen und/oder gestörten Bereichen (etwa die Pegel H 1, H 14, und H 15) - auf.

Zum Beispiel ergeben sich für das aufgelockerte Deckgebirge im Bereich des Absenktrichters um den Schacht Asse I (Abb. 11) auch in größerer Tiefe noch vergleichsweise hohe Werte für die Durchlässigkeit (Tab. 3). Im allgemeinen nimmt jedoch die Durchlässigkeit mit der Tiefe bis auf $6.1 \cdot 10^{-7}$ m/s ab, und ist hier ebenso niedrig wie in Kompressionszonen und in plombierten Störungszonen. Die an sich geringe Variation der Durchlässigkeiten vergleichbarer Pegel in unterschiedlichen Gesteinen deutet eine relativ homogene Verteilung der Fließwege im Grundwasserkörper des Deckgebirges der Asse an.

Die Tabelle 3 gibt hierzu einen Überblick:

Pegelbe- zeichnung+ Grundwas- serstock- werk	Rechts- werte 44...	Hoch- werte 57...	Stratigra- phische Abteilung am Filter	Filter- mitte m NN	Auswertungsverfahren		
					Absenkung	Wiederanstieg	Einschwingen
Durchlässigkeiten [m/s]							
Deckgebirge:				Schönfeld 85			
H 1	10 192.4	78 085.92	Muschelkalk	115.9	-----	-----	8.4 x 10 ⁻⁵
H 2/1	10 370	78 100	Kreide	118.3	1.0 x 10 ⁻⁷ *	7.0 x 10 ⁻⁶	-----
H 2/2			Muschelkalk	94.5	n. a.	8.4 x 10 ⁻⁶	-----
H 3	08 973.22	78 441.45	Buntsandstein	162.19	7.0 x 10 ⁻⁶	9.2 x 10 ⁻⁶	1.0 x 10 ⁻⁵
H 4	09 668.36	78 424.22	Buntsandstein	143.89	3.0 x 10 ⁻⁶ *	8.4 x 10 ⁻⁶	2.0 x 10 ⁻⁵
H 6	09 107.4	78 007.7	Pleistozän + Buntsandstein	137.98	5.0 x 10 ⁻⁷ *	9.1 x 10 ⁻⁷	3.7 x 10 ⁻⁶
H 7	09 789.36	76 863.36	Lias	129.72	3.0 x 10 ⁻⁶	8.5 x 10 ⁻⁶	9.5 x 10 ⁻⁶
H 9	07 616.98	78 040.17	Lias	108.65	6.0 x 10 ⁻⁷ *	1.1 x 10 ⁻⁶ *	1.4 x 10 ⁻⁵
H 10	07 401.7	78 681.23	Muschelkalk	116.85	8.0 x 10 ⁻⁷	2.5 x 10 ⁻⁶	1.4 x 10 ⁻⁶
H 12	05 655	80 350	Buntsandstein	67.9	n. a.	5.5 x 10 ⁻⁶	1.9 x 10 ⁻⁵
H 13	06 065	80 020	Buntsandstein	87.54	5.2 x 10 ⁻⁶	8.6 x 10 ⁻⁶	1.8 x 10 ⁻⁵
H 14	07 544.07	78 751.6	Muschelkalk	120.8	7.4 x 10 ⁻⁶	1.3 x 10 ⁻⁵	3.0 x 10 ⁻⁵
H 15	10 039.42	78 282.08	Muschelkalk	128.5	1.3 x 10 ⁻⁶ *	7.1 x 10 ⁻⁶	2.0 x 10 ⁻⁵
H 15a	10 030.21	78 304.41	Muschelkalk	135.25	n. a.	5.2 x 10 ⁻⁶	8.6 x 10 ⁻⁶
H 16	09 151.98	77 986.03	Muschelkalk	157.1	n. a.	7.8 x 10 ⁻⁷	-----
H 19a	07 602.36	78 924.99	Buntsandstein	55.5	n. a.	5.3 x 10 ⁻⁶	2.1 x 10 ⁻⁶
H 21	06 856.20	79 642.09	Buntsandstein	69.85	6.1 x 10 ⁻⁷ *	9.9 x 10 ⁻⁷	3.9 x 10 ⁻⁶
Salzspiegel-							
Deckgebirge:							
H 5	09 995.15	77 809.53	Buntsandstein	124.71	5.8 x 10 ⁻⁶ *	2.1 x 10 ⁻⁵	1.2 x 10 ⁻⁵
H 11	05 700	80 090	+ Zechstein Quartär + Zechstein	-11.5	1.3 x 10 ⁻⁵	5.1 x 10 ⁻⁵	-----
Salzspiegel:							
H 8/1	07 146.18	79 234.46	Zechstein	-43.74	n. a.	n. a.	1.1 x 10 ⁻⁴
H 17	08 102.4	78 628.15	Zechstein	-59.13	5.3 x 10 ⁻⁷ *	9.1 x 10 ⁻⁷ *	1.1 x 10 ⁻³
H 18a	06 624.27	79 682.78	Zechstein	-61.1	7.0 x 10 ⁻⁷ *	2.3 x 10 ⁻⁶ *	4.2 x 10 ⁻³
H 19	07 562.15	78 939.92	Zechstein	-57.82	1.1 x 10 ⁻⁶ *	3.0 x 10 ⁻⁶ *	7.5 x 10 ⁻³
----- : Kein Versuch aus technischen Gründen							
* : Ergebnis auch nach Korrektur stark fehlerbehaftet							
n. a. : nicht auswertbar							

Tab. j: Durchlässigkeiten im Deckgebirge und am Salzspiegel der Asse nach der Auswertung von Pump- und Einschwingversuchen.

Pegelbe- zeichnung+ Grundwas- serstock- werk	Rechts- werte 44...	Hoch- werte 57...	Stratigra- phische Abteilung am Filter	Filter- mitte m NN	Auswertungsverfahren		
					Absenkung	Wiederanstieg	Einschwingen
Transmissivitäten [m ² /s]							
Deckgebirge:					Schonfeld 85		
H 1	10 192.4	78 085.92	Muschelkalk	115.9	-----	-----	4.9 x 10 ⁻³
H 2/1	10 370	78 100	Kreide	118.3	5.2 x 10 ⁻⁶ *	3.5 x 10 ⁻⁴	-----
H 2/2			Muschelkalk	94.5	n. a.	3.8 x 10 ⁻⁴	-----
H 3	08 973.22	78 441.45	Buntsandstein	162.19	2.4 x 10 ⁻⁴	3.1 x 10 ⁻⁴	3.4 x 10 ⁻⁴
H 4	09 668.36	78 424.22	Buntsandstein	143.89	1.7 x 10 ⁻⁴ *	4.9 x 10 ⁻⁴	1.2 x 10 ⁻³
H 6	09 107.4	78 007.7	Pleistozän + Buntsandstein	137.98	2.6 x 10 ⁻⁵ *	4.8 x 10 ⁻⁵	1.9 x 10 ⁻⁴
H 7	09 789.36	76 863.36	Lias	129.72	7.5 x 10 ⁻⁵	2.2 x 10 ⁻⁴	2.4 x 10 ⁻⁴
H 9	07 616.98	78 040.17	Lias	108.65	2.0 x 10 ⁻⁵ *	3.6 x 10 ⁻⁵ *	4.6 x 10 ⁻⁵
H 10	07 401.7	78 681.23	Muschelkalk	116.85	1.8 x 10 ⁻⁵	5.9 x 10 ⁻⁵	3.2 x 10 ⁻⁵
H 12	05 655	80 350	Buntsandstein	67.9	n. a.	2.5 x 10 ⁻⁴	8.8 x 10 ⁻⁴
H 13	06 065	80 020	Buntsandstein	87.54	2.3 x 10 ⁻⁴	3.8 x 10 ⁻⁴	8.1 x 10 ⁻⁴
H 14	07 544.07	78 751.6	Muschelkalk	120.8	2.8 x 10 ⁻⁴	4.9 x 10 ⁻⁴	1.1 x 10 ⁻³
H 15	10 039.42	78 282.08	Muschelkalk	128.5	1.3 x 10 ⁻⁵ *	7.1 x 10 ⁻⁵	2.0 x 10 ⁻⁴
H 15a	10 030.21	78 304.41	Muschelkalk	135.25	n. a.	4.4 x 10 ⁻⁵	7.3 x 10 ⁻⁵
H 16	09 151.98	77 986.03	Muschelkalk	157.1	n. a.	2.7 x 10 ⁻⁵	-----
H 19a	07 602.36	78 924.99	Buntsandstein	55.5	n. a.	5.8 x 10 ⁻⁴	2.3 x 10 ⁻⁴
H 21	06 856.20	79 642.09	Buntsandstein	69.85	8.5 x 10 ⁻⁵ *	1.4 x 10 ⁻⁴	5.4 x 10 ⁻⁴
Salzspiegel+ Deckgebirge:							
H 5	09 995.15	77 809.53	Buntsandstein + Zechstein	124.71	6.3 x 10 ⁻⁴ *	2.3 x 10 ⁻³	1.3 x 10 ⁻³
H 11	05 700	80 090	Quartär + Zechstein	-11.5	1.6 x 10 ⁻³	6.3 x 10 ⁻³	-----
Salzspiegel:							
H 8/1	07 146.18	79 234.46	Zechstein	-43.74	n. a.	n. a.	1.4 x 10 ⁻³
H 17	08 102.4	78 628.15	Zechstein	-59.13	9.3 x 10 ⁻⁶ *	1.6 x 10 ⁻⁵ *	1.9 x 10 ⁻²
H 18a	06 624.27	79 682.78	Zechstein	-61.1	7.7 x 10 ⁻⁶ *	2.5 x 10 ⁻⁵ *	4.6 x 10 ⁻²
H 19	07 562.15	78 939.92	Zechstein	-57.82	6.8 x 10 ⁻⁶ *	1.8 x 10 ⁻⁵ *	4.7 x 10 ⁻²

----- : Kein Versuch aus technischen Gründen

* : Ergebnis auch nach Korrektur stark fehlerbehaftet

n. a. : nicht auswertbar

Tab. 4: Transmissivitäten im Deckgebirge und am Salzspiegel der Asse nach der Auswertung von Pump- und Einschwingversuchen.

DURCHLÄSSIGKEITSVERTEILUNG

Filtermitte m u. GOK

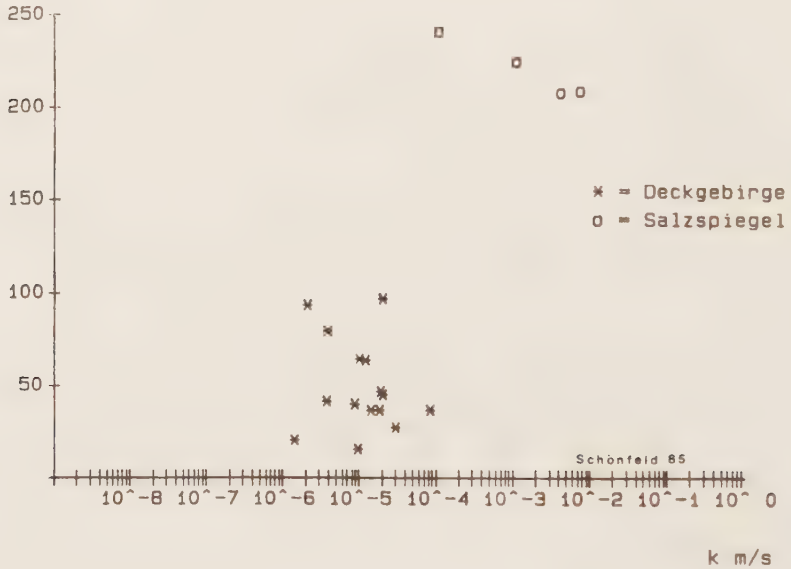


Abb.14c: Tiefenabhängige Verteilung der Durchlässigkeiten, nach dem Einschwingverfahren (KRAUS 1977) ermittelt im Deckgebirge -- * -- und am Salzspiegel -- o -- im Untersuchungsgebiet.

HOFFMANN (1982) führte eine Reihe von Korrelations- und Kreuzanalysen für Pegelganglinien und Quellschüttungen der Jahre 1972-1982 durch. Dabei blieb unberücksichtigt, daß nur solche Pegel oder Quellen sinnvoll miteinander verglichen werden können, die auch in ihrer hydrogeologischen Position einander entsprechen. Daher kann aus einer schlechten Korrelation verschiedener Grundwasserganglinien nicht gefolgert werden, daß diese Pegel in keinem Druckabgleich, wie auch immer, mit dem Gesamtsystem stehen; insbesondere kann daraus nicht auf eine Trennung verschiedener Grundwasser- bzw. Gesteinsbereiche geschlossen werden, weil die betrachteten Pegel oder Quellen und Vorfluter das Grundwasserströmungsfeld in völlig verschiedener

Weise erfassen. Gute Korrelationen hydrogeologisch vergleichbarer Pegel, die aber in petrographisch völlig unterschiedlichen Formationen stehen, zeigen dagegen wiederum die relative Unabhängigkeit der Grundwasserbewegung von der petrographischen Ausbildung der Gesteine des Deckgebirges. Eine vorwiegend schichtparallele und damit auch in den einzelnen Gesteinsbereichen von einander getrennte Grundwasserbewegung (BATSCHKE et al. 1979, 1980, BATSCHKE & v. STEMPER 1981, 1982, HOFFMANN 1982) scheidet auch aus anderen als den vorgenannten Überlegungen aus. Die Durchlässigkeit parallel zur Schichtung müßte dann nämlich gemäß dem Grundwasserhöhenplan (Abb. 11) um mehrere Größenordnungen höher sein als die Durchlässigkeit senkrecht zum Streichen der Schichtglieder; dies ist zwingend, weil das Grundwassergefälle im Streichen der Schichten äußerst klein ist und ein Abfluß der Grundwasserneubildung in schichtparalleler Richtung entsprechend höhere Durchlässigkeiten erforderlich macht. Im Untersuchungsgebiet müßten bei schichtparalleler Grundwasserbewegung die Durchlässigkeiten um drei Größenordnungen über jenen liegen, die sich aus den Pump- und Einschwingversuchen ergeben.

Vergleicht man die mit dem Einschwingverfahren ermittelten Transmissivitäten mit jenen aus Pumpversuchen so zeigt sich, daß bis zu einer Eigenentleerung kleiner 10% eine gute Übereinstimmung der nach verschiedenen Verfahren erhaltenen Transmissivitäten besteht (Tab. 4). Es ergeben sich bei über 10% Eigenentleerung jedoch größere Abweichungen zwischen den Transmissivitäten nach Pumpversuchen zu jenen nach dem Einschwingverfahren. Stets ergeben dann die Pumpversuchsauswertungen sehr kleine Transmissivitäten.

6.3 Die Durchlässigkeit am Salzspiegel

Bei der Ermittlung der Transmissivitäten für den Salzspiegelbereich im Untersuchungsgebiet ergaben sich auffallend unterschiedliche Werte nach den verschiedenen Auswertungsverfahren (Abb. 14 a,b mit c). Dabei lagen die Daten aus den Einschwingversuchen bis zu vier Größenordnungen über den Werten aus den Pumpversuchen. Die erheblichen Unterschiede zwischen den Werten aus dem Einschwingverfahren und den Rechenergebnissen aus den nach Dichtekorrektur erhaltenen Absenkungs- und Wiederanstiegskurven der Pumpversuche in den Salzspiegelbohrungen beruhen in erster Linie auf den Folgefehlern der überaus starken Eigenentleerung in den Versuchspiegeln während der Pumpversuche. Der Anteil der Eigenentleerung ($13\% \leq \chi_K \leq 71\%$) betrug bis auf wenige Ausnahmen bei den Pegeln, die ausschließlich den Bereich der Gerinne am Salzspiegel der Asse erfassen, meist erheblich mehr als 30% und überschreitet den maximal zulässigen Anteil von 10% auch nach einer Dichtekorrektur des Absenkungsgeschehens praktisch immer. Damit sind die meisten Pumpversuchskurven an den Salzspiegelgerinnen nicht zur Ermittlung realistischer Transmissivitäten geeignet. Es ergeben sich über die Auswertung von Absenkungskurven auch nach allen Korrekturen für die Durchlässigkeiten Werte von $1.1 \cdot 10^{-6}$ m/s bis $5.3 \cdot 10^{-7}$ m/s (Abb. 14 a). Diese Ergebnisse entsprechen aber mit Sicherheit nicht den wahren hydrologischen Verhältnissen am Salzspiegel; sie sind zu klein, wie speziell das Absaufen des Schachtes Asse I im Jahr 1906 und seine Auswirkungen auf die Quellen von Groß Denkte (s. u.) dies deutlich belegten. Auch die Werte aus den Wiederanstiegskurven (Abb. 14 b) bringen nicht viel bessere Ergebnisse ($3 \cdot 10^{-6}$ bis $9.1 \cdot 10^{-7}$ m/s) als die Absenkungskurven. Eine ausreichende Dichtekorrektur der Anstiegskurven konnte aufgrund fehlender Messungen der elektrolytischen Leitfähigkeit oder der Dichte nicht zufriedenstellend durchgeführt werden, und der Beobach-

tungszeitraum für den Wiederanstieg war häufig zu kurz angesetzt.

An der Grenze Gipshut/Salzgestein ist kein statistisch gleichmäßig verteilter Speicherraum vorhanden, sondern es gibt nur einzelne Gerinne (BATSCHKE & KLARR 1980). Es konnte während der Pumpversuche nicht so viel Grundwasser über das Nährgebiet um die Schachtanlage Asse I (siehe Kap. 6.1) nachfließen, wie durch die Pumpversuche aus dem Salzspiegelbereich entnommen wurde. Dies hat wohl zwei Ursachen:

- Die Durchlässigkeiten im Deckgebirge sind zu klein, um einen größeren Wassertransport vom Deckgebirge zum Salzspiegel hin zu gewährleisten.
- Die am Salzspiegel vorhandenen Gerinne stellen weniger ein Netzwerk von untereinander verbundenen Abflußbahnen dar, als vielmehr individuelle Fließbahnen.

Diese beiden Deutungen erklären z. B., daß der Ruhewasserspiegel zu Beginn des Pumpversuchs im Versuchsbrunnen H 17, bei dem auch der Anteil der Eigenentleerung relativ gering war, nach ca. 14 Tagen zu 2/3 wieder erreicht ist; im Pegel H 8/1, der praktisch nur leer gepumpt wurde, ist dagegen der Ausgangszustand aus der Zeit vor dem Pumpversuch nach mehr als drei Jahren, d. h. bis heute nicht wiederhergestellt. Er wird wahrscheinlich auch nicht mehr erreicht werden, da hier nur ein Hohlraum entleert wurde, der offensichtlich kaum einen Kontakt zu Bereichen der Grundwasserneubildung besitzt und seit den letzten zwei Jahren fast unveränderte Grundwasserspiegelhöhen zeigt.

Durch die Einschwingversuche konnte gezeigt werden, daß die Gerinne am Salzspiegel Durchlässigkeiten zwischen $7.5 \cdot 10^{-3}$ - $1.1 \cdot 10^{-4}$ m/s (Abb. 14c) besitzen, d. h. sie liegen bis zu vier Größenordnungen über den Werten aus Pumpversuchen. Die

Bohrungen am Salzspiegel (Abb. 3 und 11) sind nur mit Filterrohren aber ohne Filterkies ausgebaut. Wäre also genügend Grundwasser vorhanden und erneuerbar, so könnten in den Salzgerinnen erhebliche Mengen an Grundwasser fließen. Die beim Wassereinbruch im Schacht Asse I 1906 direkt im Grubengebäude gemessene, kurzfristige, maximale Schüttung von $1.5 \text{ m}^3/\text{min}$ und der geschätzte hydrostatische Druck von 46 atm (STAATSARCHIV WOLFENBÜTTEL) des in das Grubengebäude eindringenden Grundwassers unterstreichen die oben beschriebenen Versuchsergebnisse. Durch den Wassereinbruch wurden die heutigen hydrologischen und hydraulischen Verhältnisse am Salzspiegel und am Nordende der Asse mehrmals hintereinander kurzfristig umgekehrt, das heißt, durch die künstliche Öffnung einer Kurzschlußbahn konnte aus dem heutigen und auch vor dem Absaufen des Schachtes bestehenden Druckabgleichsgebiet nordöstlich bzw. östlich von Groß Denkte Grundwasser über die Gerinne in Richtung Schacht Asse I fließen. Beschriebene Erdfälle und Bodensenkungen als auch das Versiegen von Quellen und Brunnen, sowie das zeitweise Auftreten neuer Quellen in diesem Gebiet (STAATSARCHIV WOLFENBÜTTEL) zeugen von der großen hydrostatischen Be- und Entlastung dieses Gebietes bei Groß Denkte und der grundlegenden Veränderung des Grundwasserströmungsfeldes. "Geysirartige Wasserfontänen" aus aufgerissenen Spalten im Bereich der heutigen Untersuchungsbohrung H 11 belegen die Heftigkeit der Wasserbewegung (STAATSARCHIV WOLFENBÜTTEL) bzw. den großen hydrostatischen Druckunterschied beider Gebiete, nachdem der Kurzschluß zwischen dem Grubengebäude der Schachtanlage Asse I unterhalb des Salzspiegels und den Gerinnen am Salzspiegel - wenn auch ungewollt - hergestellt war. Ganz offensichtlich wanderte eine ausgesprochen große Druckwelle wiederholt zwischen dem Grubengebäude und Groß Denkte entlang der Gerinne am Salzspiegel mit zeitlich abnehmender Amplitude hin und her.

6.4 Ansatz zur modellhaften Beschreibung der Potential- und Stromlinienverteilung

Nach der grundlegenden Definition des hydraulischen Potentials (DACHLER 1936, HUBERT 1940), ist dieses an einem beliebigen Ort in einem Grundwasserströmungsfeld als Ausdruck der potentiellen Energie wie folgt zu formulieren:

$$\phi = g \cdot z + \frac{p - p_1}{\rho} \quad \left[\frac{\text{m}^2}{\text{s}^2} \right],$$

und es entsprechen:

ϕ = dem hydraulische Potential im Grundwasserströmungsfeld	[m ² /s ²]
g = der Erdbeschleunigung	[m/s ²]
z = der Bezugshöhe zu einem definierten Niveau z. B. NN	[m]
p = dem Gesamtdruck im Grundwasserkörper	[pa]
p_1 = dem Luftdruck	[pa]
ρ = der Dichte des Grundwassers	[g/cm ³] .

Für die Gültigkeit obiger Definition wird vorausgesetzt, daß ein hydrologisch geschlossenes Grundwassersystem vorliegt (FREEZE & WITHERSPOON 1966 in VILLINGER 1977). Dabei wird die Basis des Grundwasserströmungsfeldes als undurchlässig und in erster Näherung als horizontal vorausgesetzt. Die Schichtenfolgen über der Grundwasseroberfläche müssen durchlässig sein, wobei es nicht auf die Größe dieser Durchlässigkeit ankommt (VILLINGER 1977).

Die Grundwasseroberfläche bildet die obere Berandung des Grundwasserströmungsfeldes. Die seitlichen Berandungen werden vereinfacht als unpassierbare vertikale Stromtrennfläche (Hauptwasserscheiden) angenommen. Die Orte gleicher hydrau-

- Die obere Grenze des Grundwasserströmungsfeldes im Deckgebirge der Asse ist die Grundwasseroberfläche. Zur Ermittlung der Grundwasseroberfläche wurden die Grundwasserstände bzw. Quellschüttungen dichtekorrigiert und in Standrohrspiegelhöhen umgerechnet.
- Die Basis des Grundwasserströmungsfeldes für das Deckgebirge der Asse bilden die Gipsfolgen der Hutgesteine des Salzstockes. Sie wurde bei den Berechnungen abschnittsweise und in erster Näherung als horizontal angenommen, obwohl dies für einige Bereiche nicht exakt zutrifft (Abb. 17).
- Im Südosten existiert als seitliche Berandung eine Bergwasserscheide im Bereich der Grundwassermeßstelle H 5 und im Nordwesten wird eine Talwasserscheide durch die Vorflut der Altenau angenommen. Eine Aussage, inwieweit durch die Altenau eine wirkliche Hauptwasserscheide gebildet wird und der Fluß somit tatsächlich als Vorflut dient, kann nicht gemacht werden. Es liegen keine Untersuchungen darüber vor, ob die Altenau teilweise oder ganz von dem Grundwasserkörper an der Asse getrennt ist und daher von Grundwasser unterströmt werden kann. Ebenso fehlen entsprechende Grundwasseraufschlüsse zur endgültigen Beurteilung der Bergwasserscheide südöstlich des Pegels H 5.
- Die südwestlichen und nordöstlichen Ränder des betrachteten Grundwasserströmungsfeldes bilden die interpolierten Talwasserscheiden der Remlinger Mulde und der Schöppenstein Mulde. Hierbei wurde bei ersterer auf die Morphologie und bei zweiterer wiederum auf den Flußlauf der Altenau Bezug genommen.

Eine erste Vorstellung über die Potentialverteilung im Grundwasserströmungsfeld des Deckgebirges und am Salzspiegel er-

gibt sich durch eine Korrelation zwischen den dichtekorrigierten Standrohrspiegelhöhen in m ü. NN und der mittleren Höhenlage der vielfach kurzen Filterstrecken bzw. der Mitte des aufgeschlossenen Grundwasserkörpers bei freiem Grundwasserspiegel in m ü. NN für die Jahre 1983 und 1984 (Abb. 16). Auch hier lassen sich die beiden Grundwasserstockwerke - das im Deckgebirge und das am Salzspiegel der Asse - deutlich unterscheiden:

- Für weite Bereiche des Grundwassernährgebietes ergibt diese Korrelation eine Regressionsgerade mit positiver Steigung und einen Korrelationskoeffizient von 0.92. Nur die Werte der Pegel H 19a, H 21 und H 5 wurden aufgrund ihrer Sonderstellung (Abb. 11 und Abb. 17) herausgelassen; diese Pegel liegen räumlich auf einer Regressionsgeraden unterhalb der ersten, die fast parallel zu jener in Abb. 16 verläuft.
- Für das Zehrgebiet, das Gebiet des Grundwasserauslaufes, läßt sich eine Regressionsgerade, hier mit negativer Steigung und mit einem Korrelationskoeffizienten von 0.98 ermitteln. Auf ihr liegen alle Salzspiegelbohrungen und auch die Pegel H 11 und H 12 des Deckgebirges. Die Standrohrspiegelhöhe in der Bohrung H 12 fällt fast auf den Kreuzungspunkt beider Regressionsgeraden. Daraus ist abzuleiten, daß der Pegel H 12 nahezu in gleicher Weise Grundwasser aus dem Deckgebirge und dem Salzspiegelbereich erschließt, wie dies auch die Einschwingversuche bestätigten (Abb. 13).

Wegen der zeitlich und räumlich variablen Grundwasserdichte im Untersuchungsgebiet kann nicht die sonst übliche, vereinfachte Form des DARCY'schen Gesetzes angewandt, sondern es muß eine verallgemeinerte Form angewendet werden (siehe Kap. 4.1 und 4.2). Dabei geht nicht mehr das hydraulische Poten-

tial in Form der Differenzen der Grundwasserspiegelhöhen, sondern der Druck und die Wichte in die Bewegungsgleichung ein. Der hydraulische Druck kann durch direkte Messung im Filterbereich oder aus der Standrohrspiegelhöhe und der Dichte des Grundwassers im Pegel bestimmt werden.

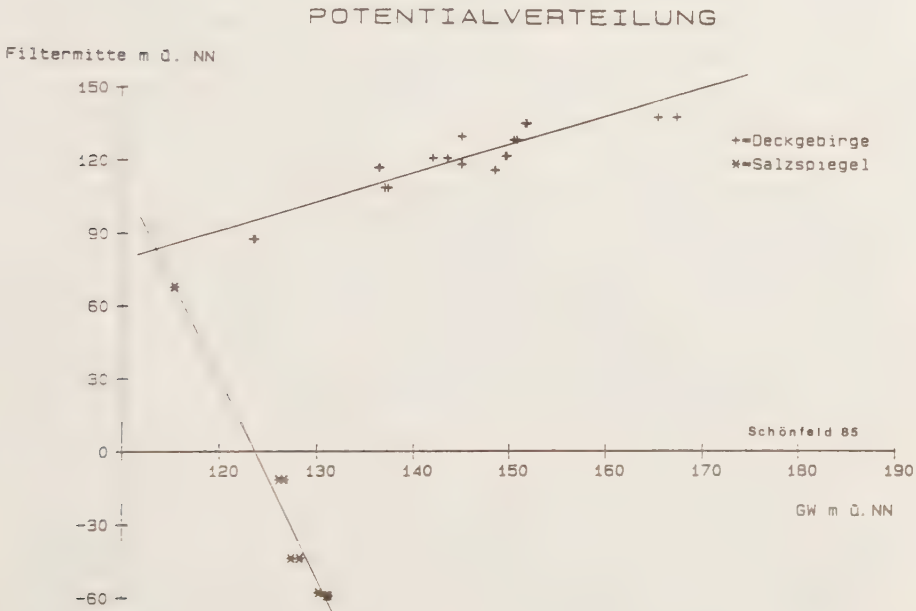


Abb. 16: Verteilung der dichtekorrigierten Standrohrspiegelhöhen im Deckgebirge und am Salzspiegel des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit zur Tiefenlage der Filterstrecke für 1984.

Die Aussage von BATSCHE & v. STEMPEL (1982), daß die verschiedenen Standrohrspiegelhöhen der Pegel H 8/2 und H 8/3 auch unterschiedliche, von einander isolierte Grundwasserkör-

per oder Grundwasserhorizonte im Deckgebirge der Asse vorliegen, kann mit Hilfe der Potentialverteilung (Abb. 15 bzw. 17) widerlegt werden. Diese Standrohrspiegelhöhen der Pegel H 8/2 und H 8/3 sind lediglich der Ausdruck der Verteilung der hydraulischen Potentiale im Grundwasserströmungsfeld des Deckgebirge der Asse, da die Pegel in unterschiedlicher Tiefe verfiltert sind und unterschiedlich mineralisiertes Grundwasser erschließen. Diese Standrohrspiegelhöhen fügen sich in die graphische Darstellung der Abb. 16 ein; sie zeigen so eine gesetzmäßige und nicht durch zufällige Grundwasserstockwerkstrennungen bedingte Abnahme der Standrohrspiegelhöhen mit der Tiefe an.

In einem Nordwest-Südost verlaufenden hydrologischen Profilschnitt (in Anlehnung an ein geologisches Längsprofil bei BATSCHE et al. 1980), der in etwa dem Bereich der Subrosionsrinne folgt, läßt sich am besten auf Grund der vorhandenen Grundwasseraufschlüsse eine Vorstellung über die Potentialverteilung und die Grundwasserbewegung im Deckgebirge und am Salzspiegel entwickeln und darlegen (Abb. 17).

Die korrigierten Standrohrspiegelhöhen aus den Messungen der Jahre 1983 und 1984 sind so gleichartig, daß auf eine getrennte Darstellung der Werte beider Jahre verzichtet werden konnte. Dies ist um so bemerkenswerter, als die elektrolytischen Leitfähigkeiten am Salzspiegel zwischen dem Schacht Asse I und Groß Denkte für die beiden Jahre größere Unterschiede in der Grundwasserneubildung zeigen (Abb. 12 a, b). Dies bedeutet, daß die Potentialverteilung im Grundwasserkörper offensichtlich sehr stabil ist.

Unter den gegebenen Umständen wurde eine Modellrechnung für den Grundwasserabstrom durchgeführt. Dieser Berechnung liegt

die Kontinuitätsgleichung

$$Q = \int v_f \, dF \quad [\text{l/s}]$$

zugrunde. Diese Berechnung erfolgte im Bewußtsein der vereinfacht angenommenen Berandungen und der großflächig ermittelten hydrologischen Daten. Die folgenden Ausführungen sind daher als erster Ansatz zu verstehen, und es soll nur die generelle Grundwasserbewegung beschrieben werden.

Südlich der Diagonalstörung, die die Asse im engeren Sinne im Osten begrenzt, fließen nur geringe Grundwassermengen in Richtung der Störung ab. Diese Störung besitzt eine drainierende Wirkung; sie kann diese aber nicht allzu kräftig entfalten, weil das umgebende Gestein keine große Durchlässigkeit besitzt. Deswegen reicht ihre drainierende Wirkung nicht allzu tief seitlich in das generelle Grundwasserströmungsfeld hinein. Diese Feststellung gilt sicher nicht allein für die genannte Diagonalstörung; sie wird generell für den Einfluß von Störungen mit drainierendem Charakter im Deckgebirge der Asse gelten.

Die gleiche Feststellung gilt ja auch für die Kurzschlußbahn zwischen Deckgebirge und Salzspiegel im Bereich zwischen dem Schacht Asse I und Groß Denkte. Auch hier liegt am Salzspiegel eine hohe Durchlässigkeit vor, die aber keinen großen Grundwasserumsatz entlang des Salzspiegels bewirkt, weil das Deckgebirge zu wenig durchlässig ist.

Ebenfalls in geringer Menge fließt vom Gebiet um den Schacht Asse II Grundwasser in Richtung der Diagonalstörung, hier fließt jedoch mehr Grundwasser aus dem Deckgebirge nach Nordosten als nach Südwesten (siehe Kap. 6.5 mit Abb. 18).

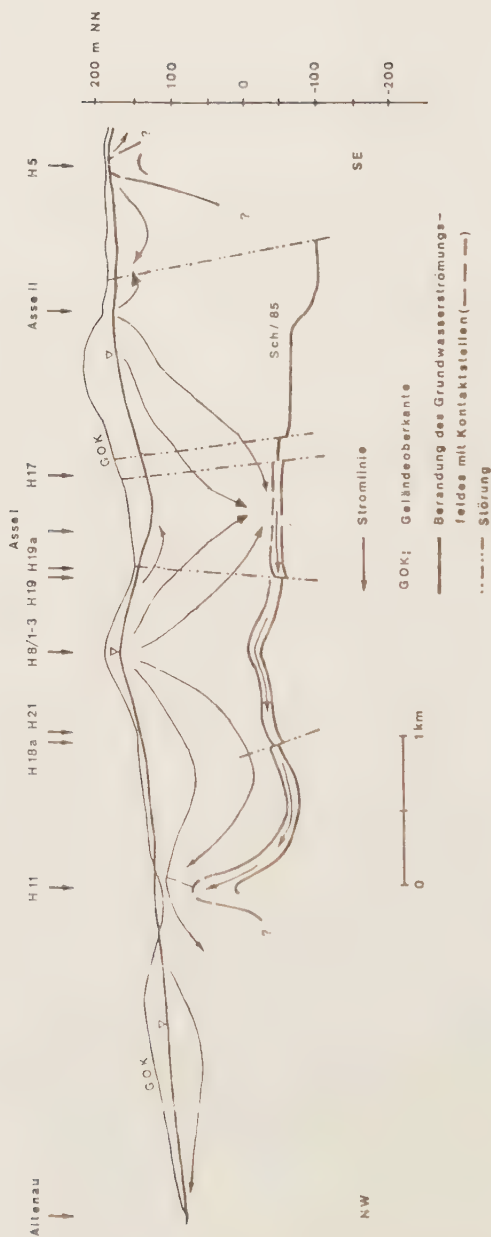


Abb. 17: Hydrologischer Profilschnitt längs der südwestlichen Subersionsrinne mit der Stromlinienverteilung. Auf die Darstellung der Potentiallinien wurde bewußt verzichtet, da durch die starke Überhöhung des Profilschnittes eine optische Verzerrung auftritt, die keine sinnvolle graphische Darstellung mehr erlaubt.

Der grössere Teil des Grundwassers aus diesem Gebiet bewegt sich zum Absenkttrichter im Bereich des Schachtes Asse I .

Am Kontakt Deckgebirge zum Salzspiegel im Gebiet des Schachtes Asse I tritt das gering mineralisierte Grundwasser des Deckgebirges auf diskreten Bahnen in die Gerinne am Salzspiegel ein und folgt diesen vermutlich ausschließlich nach Nordwesten. Mit zunehmender Fließstrecke löst das Grundwasser Salze vom Salzspiegel und steigt als hochkonzentrierte Sole in den verkarsteten Gipsgesteinen um den Pegel H 11 über diskrete Fließwege hydraulisch auf (Abb. 11 sowie Abb. 12 a, b und Abb. 17). Die Störungen südlich des Pegels H 17 versetzen das Hutgestein des Salzstockes und bilden dadurch eine wahrscheinlich undurchlässige Berandung in Richtung der Schachtanlage Asse II, da der Salzspiegel beim Abteufen des Schachtes Asse II und IV trocken angetroffen wurde. Das Grundwasser südlich des Pegels H 8 gehört ebenfalls zum Einzugsgebiet des Absenkttrichters.

Am Nordwestende der Assestruktur wird das weniger salzhaltige Grundwasser des Deckgebirges von den aufsteigenden Solen der Salzgerinne nach der Seite und nach oben abgedrängt. Hier mischen sich letztere mehr oder weniger mit dem gering mineralisierten Grundwasser des Deckgebirges und speisen die Quellen östlich und nordöstlich von Groß Denkte oder fließen unterirdisch der Vorflut zu.

Für das Deckgebirge des Untersuchungsgebietes lassen sich Filtergeschwindigkeiten von maximal $3.5 \cdot 10^{-2}$ m/d und minimal $3 \cdot 10^{-3}$ m/d errechnen. Es ergeben sich daraus Abstandsgeschwindigkeiten zwischen 2.3 m/d bis 0.2 m/d. Diese Werte für die Filtergeschwindigkeiten liegen in dem Bereich, die mit der Einbohrlochmeßmethode zu 1.4 m/d bzw. 0.74 m/d ermittelt wurden (mündliche Mitteilung von Herrn Dipl. Phys. DROST IfR). Dabei liegen im Deckgebirge die grösseren Filterge-

schwindigkeiten in den oberen Bereichen des Grundwasserkörpers und gehen mit der zunehmenden Entfernung von der Geländeoberkante zurück. Nur am Salzspiegel treten große Abstandsgeschwindigkeiten auf, die durch die hohe sekundäre Porosität in den Salzgerinnen bedingt sind.

An den Gerinnen des Salzspiegels ergeben sich Filtergeschwindigkeiten von 6.9 m/d bis zu 0.02 m/d. Der Minimalwert wurde am Pegel H 8/1 ermittelt, der keinen direkten Kontakt zu den Hauptgerinnen zu haben scheint. Aus der Auswertung eines Markierungsversuches an den Salzspiegelgerinnen (vom Pegel H 18a zum Pegel H 11) ergab sich eine Abstandsgeschwindigkeit von 8.8 m/d (mündliche Mitteilung von Herrn Dr. BATSCHE IfR). In einem zweiten Markierungsversuch im Pegel H 19 im Absenkungstrichter nördlich des Schachtes Asse I konnte ein Tracerdurchgang nicht beobachtet werden. Der Tracer gelangte wahrscheinlich in das Grubengebäude des Schachtes Asse I, wo er stark verdünnt wurde und/oder dort festsetzt.

6.5 Mengenbetrachtung zum Grundwasserabfluß

Geht man von den ermittelten Durchlässigkeiten für das Deckgebirge der Asse (siehe Kap. 6.2), der Neigung der Grundwasseroberfläche (Abb. 11) und der Grundwasserneubildungsrate (Kap. 5.3) aus, so läßt sich über die Kontinuitäts- und die Bewegungsgleichung errechnen, welche Grundwassermächtigkeit im Durchschnitt für den Durchsatz der Hauptmenge der Grundwasserneubildung im Grundwasserleiter notwendig ist:

$$H_{Gw} = \frac{Q * d * h}{B * k_f * d * s} \quad [m] ;$$

hierin bedeuten:

H_{GW}	= nötige durchflossene Grundwassermächtigkeit	[m]
B	= Breite des betrachteten Bereiches	[m]
K_f	= Durchlässigkeit	[m/s]
Q	= Grundwasserneubildungsrate	[m ³ /s]
d h/d s	= Gefälle der Grundwasseroberfläche	[-]

Für das Untersuchungsgebiet ergibt sich nach der obigen Gleichung und den ermittelten Werten eine Grundwassermächtigkeit von ca. $H_{GW} = 35 - 40$ m.

Die Grundwassermächtigkeit über dem Gipshut erreicht jedoch durchschnittlich Werte zwischen 175 - 250 m, d. h. hiervon werden offensichtlich nur ca. 35 - 40 m zum überwiegenden Grundwasserumsatz benötigt und daher auch aktiv durchflossen, während die restlichen 135 - 210 m darunter wenig durchflossen werden. Dies hat seinen Grund in der Abnahme der Durchlässigkeit des Deckgebirges mit der Teufe (Abb. 14 c) und in der Abnahme der Potentialgradienten mit der Beobachtungstiefe im Grundwasser (Abb. 15, 16 und 17). Solche Feststellungen sind keine Ausnahme, sie sind vielfach aus der Literatur bekannt (z. B. SEILER 1968). Gestützt wird die Feststellung, daß der Grundwasserumsatzraum nur auf den ersten 35 - 40 m aktiver durchflossen wird, auch durch die Beobachtungen zur zeitlichen und räumlichen Veränderung der elektrolytischen Leitfähigkeiten oder der Grundwassertemperaturen. Hier zeigt sich, daß die durch die wechselnde Grundwasserneubildung in den Untergrund eingetragene Grundwassermenge nur in den oberen 15 - 30 m des Grundwasserkörpers zeitliche Variationen hervorruft, während zu größeren Tiefe diese beobachteten Parameter zeitlich konstant bleiben.

Für eine Mengenbetrachtung des unterirdischen Abflusses in den verschiedenen Abflußrichtungen der Asse, wie sie durch den Grundwasserhöhenplan in Abb. 11 ausgewiesen sind, müßte der

Gesamtabfluß (A_g) in seine oberirdische (A_o) und seine unterirdische (A_u) Komponente aufgeteilt werden. Dies ist aufgrund der bisher erfaßbaren Daten nicht möglich (siehe Kap. 5.3), deshalb beziehen sich die folgenden Angaben auf die Grundwassermengen, die im gesamten aus dem Deckgebirge der Asse abfließen. Nach einer späteren Separierung des oberirdischen Gebietsabflusses läßt sich der unterirdische entsprechend ermitteln:

$$A_u = A_g - A_o \quad \left[\frac{1}{s} \right]$$

mit

A_u	= der unterirdische Abfluß	$\left[\frac{1}{s} \right]$
A_o	= der oberirdische Abfluß	$\left[\frac{1}{s} \right]$
A_g	= der Gesamtabfluß	$\left[\frac{1}{s} \right]$

Der Berechnung der unterirdischen Grundwasserabflußmengen liegt daher die selbe Gleichung wie für die Ermittlung der schnell durchflossenen Grundwassermächtigkeit (s. o.) zugrunde, die hier jedoch nach der Grundwassermenge (Q) aufgelöst wird. Nachdem in der Querrichtung der Struktur nur sehr wenige Grundwasseraufschlüsse vorhanden sind und daher hier die vertikale Potentialverteilung auch nicht in Schnitten dargestellt werden kann, wird im folgenden mit der begründeten Annahme (s. o.) einer 35 - 40 m mächtigen, aktiv vom Grundwasser durchflossenen Zone gerechnet. Die in Abb. 18 an den Pfeilen angegebenen unterirdischen Abflußmengen beziehen sich auf einen Gebietsstreifen, dessen Breite durch die jeweils halbe Entfernung zum benachbarten Pfeil bzw. durch eine Wasserscheide wiedergegeben wird. Nur für den Schacht Asse I wird der gesamte radiale Zufluß aus dem Absenkungstrichter zum Schacht Asse I angegeben (Abb. 18).

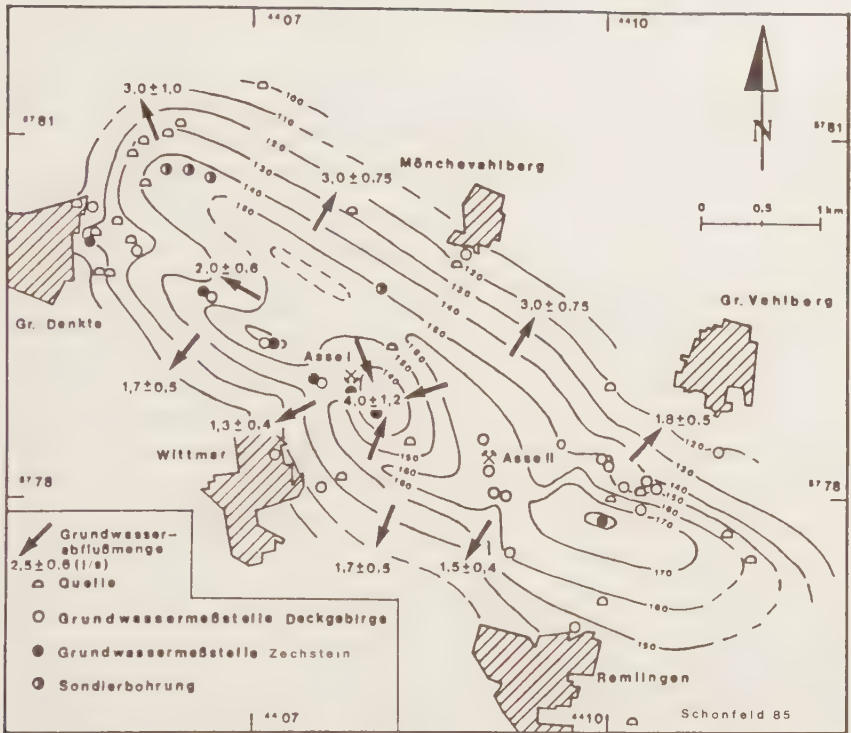


Abb. 18: Der Grundwasserabfluß im Deckgebirge des Untersuchungsgebietes.

Auf der Südwestflanke der Asse (Abb. 18) liegt der unterirdische Abfluß nördlich von Wittmar bei 1.7 ± 0.5 l/s, im Quertal von Wittmar bei ca. 1.3 ± 0.4 l/s und südöstlich von Wittmar bei ca. 1.7 ± 0.5 l/s; südlich des Schachtes Assel II fließt Grundwasser in einer Menge von ca. 1.5 ± 0.4 l/s ab. Aus der Nordostflanke der Asse fließen ca. 1.8 ± 0.5 l/s im Bereich der Diagonalstörung zwischen dem Schacht Assel II und Gr. Vahlberg, nordwestlich anschließend bis über Mönchevahlberg hinaus liegt der unterirdische Abfluß bei 6.0 ± 1.5 l/s.

Aus dem Nordende der Struktur fließen ca. 3.0 ± 1.0 l/s in Richtung Nordnordwesten ab.

Der Absenkrichter um den Schacht Asse I, dessen Flächenerstreckung nach Abb. 18 festgelegt werden kann, führt den Gerinnen am Salzspiegel ca. 4.0 ± 1.2 l/s Grundwasser zu, und aus dem verstürzten Deckgebirge nördlich des Pegels H 8 fließen 2.0 ± 0.6 l/s zum Nordwestende der Asse (Abb. 18). Östlich von Gr. Denkte tritt dann das Grundwasser des Deckgebirges und die Solen der Salzspiegelgerinne gemeinsam in verschiedenen Quellen aus. Rechnerisch fließen aus dem Deckgebirge der Asse ca. $23 \text{ l/s} \pm 6.6 \text{ l/s}$ unterirdisch ab. Dieser Wert entspricht genau der Abschätzung der Summe der Quellschüttungen (HOFFMANN 1982), doch ist er für die angesetzte Grundwasserneubildungsrate vom 60 mm/a um ca. 5% zu hoch. Dies ist auf die Summierung von Rundungsfehlern der betrachteten Teilabschnitte (siehe Kap.6.4) zurückzuführen.

Eine überschlägige Berechnung der durch Subrosion bedingten Ablaugung von Salz über die Gerinne des Salzspiegels ergibt einen Verlust an salinaren Gesteinen von ca. 5000 t/a. Das entspricht rechnerisch, auf eine Fläche von 2.5 km^2 bezogen, etwa einer durchschnittlichen, gleichmäßigen und flächenhaften Ablaugung von ca. 1 mm/a an Salzgestein. Diese Subrosion führt zu einem allmählichen Nachsacken des Deckgebirges. Das Nachsacken des Deckgebirges über der Subrosionsrinne innerhalb von ca. 200 Jahren kann u. U. nordöstlich von Wittmar an einem alten Fachwerkhaus (das ehemalige Forsthaus Asse) belegt werden; hier ist die südwestliche Ecke des Hauses ca. 18 cm abgesunken.

Auch die intensiven Lösungsvorgänge während und unmittelbar nach dem Absaufen des Schachtes Asse I im Jahr 1906 führten zum Nachsacken des Deckgebirges auf dem Schachtgelände, so

daß sich 1907 Risse im Fabrikschornstein der Schachtanlage Asse I bildeten (STAATSARCHIV WOLFENBÜTTEL). In welchem Ausmaß sich hier Grubensenkungen im Bereich der Schachtanlage Asse I oder Lösungsprozesse im Grubengebäude des Schachtes I und am Salzspiegel überlagern, kann aus den bisherigen Beobachtungen nur schwer abgeschätzt werden und sollte genauer untersucht werden.

6.6 Einige Folgerungen für die Interpretation von Isotopendaten

Die Daten zur Altersbestimmung von Grundwässern im Untersuchungsgebiet zeigen eine Vermischung von älteren und jüngeren Grundwässern.

Die rasche Grundwasserbewegung im Deckgebirge erfolgt innerhalb einer Grundwasserschicht von ca. 35-40 m ab der Grundwasser Oberfläche (siehe Kap. 6.4 und 6.5). Nur im Bereich des Schachtes Asse I reicht eine größere Grundwasserbewegung in die tieferen Bereiche des Deckgebirges hinab. Die allgemeinen Grundwasserfließgeschwindigkeiten im Deckgebirge der Asse sind sehr niedrig und wegen der Klüftigkeit des Gesteins nicht homogen verteilt. Diese bewirkt ein enges Nebeneinander von Grundwässern mit unterschiedlichem Alter oder mit einem nicht immer leicht interpretierbaren Mischalter. Vor allem ist zu bedenken, daß die ursprüngliche Verteilung der Grundwasseralter wegen der geringen Durchlässigkeiten des Deckgebirges und wegen der geringen Grundwasserneubildung durch die folgenden Maßnahmen langfristig gestört sein können:

- Durch das Bohren mit Spülung.
- Durch verschiedene Injektionsversuche.

- Durch die durchgeführten Pumpversuche.

Daß es durch diese Eingriffe zumindest örtlich zu langfristigen Veränderungen in den verschiedenen Wasseranteilen gekommen ist, zeigt sich in folgenden Tatsachen:

- Die Grundwasserspiegel haben sich noch nicht überall seit den Pumpversuchen in den Jahren 1981/82 auf ihr ursprünglichen Niveau eingestellt.
- Die elektrolytischen Leitfähigkeiten haben sich während des Pumpversuches z. T. stark verändert und nicht immer wieder rasch oder gar nicht auf ihren alten Wert eingestellt.

Berechnet man die mittlere Verweilzeit (t_m) des Grundwassers im Deckgebirge des Untersuchungsgebietes, d. h. die Zeit, die zum einmaligen Austausch der gesamten Grundwassermenge im Deckgebirge von $V = 2.3 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ bei einer Grundwasserneubildungshöhe von $GWN = 60 \text{ mm/a}$ und einer Grundwasserneubildungsfläche von $F = 15 \cdot 10^6 \text{ m}^2$, so ergibt sich mit:

$$t_m = \frac{V}{GWN * F} \quad [a]$$

zu $t_m = 25.6 \quad [a] \quad .$

Tatsächlich zeigt die Ermittlung von Tritiumwerten von Grundwasserproben, daß nur wenige Proben einen Tritiumgehalt an der Nachweisgrenze für Tritium ergeben, d. h. eine mittlere Verweilzeit von mehr als 50 Jahren erbringen und ebenfalls nur wenige Proben einen Tritiumgehalt aufweisen, der dem aktuellen

Tritiumgehalt in den versickerungsfähigen Niederschlägen entspricht. Zwischen diesen beiden Extremen gruppiert sich die Mehrzahl der Tritiumwerte. Um hier zu einer fundierten Interpretation der Tritiumwerte zu gelangen, müßte eine Vorstellung über den mengenmäßigen Grundwasseranteil der rasch und jenen der langsam abfließt, erarbeitet werden (s. o.). Dies dürfte über die Analyse des Abflußverhaltens an Quellen an der Asse erreichbar sein; die notwendigen Meßreihen für eine solche Ermittlung sind jedoch noch zu lückenhaft.

Wegen der geringen mittleren Verweilzeiten im Grundwasser des Deckgebirges im Untersuchungsgebiet wird man nicht mit pleistozänen und im Gehalt an stabilen Isotopen leichten Wässern rechnen dürfen. Dies gilt insbesondere auch für die ^{14}C -Grundwasseralter. Die Auswertungen von BATSCHE & v. STEMPEL (1984) bestätigen dies; die wenigen Ausreißer, die dort beschrieben werden, rühren vermutlich von anderen Effekten auf die Höhe der ^{14}C -Konzentrationen als dem altersbedingten radioaktiven Zerfall her.

7. Zusammenfassung

Das Deckgebirge der Asse ist überwiegend aus mesozoischen, sedimentären Schichten aufgebaut. Petrographisch herrscht die Feinkornfraktion mit wechselndem Karbonatgehalt vor. Ton-, Tonmergel- und Mergelsteine, seltener Sandstein- oder Kalksteinbänke bilden eine vielfältige Wechselfolge.

Die Struktur der Asse streicht herzynisch, die Schichten fallen meist steil ein und sind stellenweise auch saiger oder überkippt (Südwestflanke).

Die Grundwasseroberfläche, die obere Berandung des Grundwasserströmungsfeldes, wurde aufgrund von dichtekorrigierten hydraulischen Potentialen aller Grundwasseraufschlüsse im Untersuchungsgebiet bestimmt, die untere Berandung des Grundwasserströmungsfeldes folgt der Oberfläche des Gipshutes, und die seitlichen Berandungen sind durch den Verlauf von Berg- und Talwasserscheiden festgelegt.

Im Gebirgsstock der Asse liegen zwei Grundwasserstockwerke vor. Eines im Deckgebirge und eines an den Gerinnen des Salzspiegels; die Standrohrspiegelhöhen beider Grundwasserstockwerke sind sehr verschieden voneinander. Beide Grundwasserstockwerke sind über zwei Kontaktstellen hydraulisch miteinander verbunden:

- Im Bereich der Schachtanlage Asse I existiert ein Absenktrichter im Grundwasserkörper des Deckgebirges. Hier tritt Grundwasser aus dem Deckgebirge in die Gerinne am Salzspiegel über.
- Östlich von Groß Denkte besteht der zweite Kontakt. Dort steigen die Solen der Salzspiegelgerinne hydraulisch auf und vermischen sich mit dem Grundwasser des Deckgebirges.

Ausser diesem einen Verbindungsweg zwischen dem Deckgebirge und dem Salzspiegel sind keine weiteren solcher Verbindungswege im Untersuchungsgebiet bekannt. Man wird sie aufgrund des bisher bekannten Chemismus der Grundwässer auch kaum erwarten dürfen.

Aufgrund der petrographischen Ausbildung der Schichten des Untersuchungsgebietes ist die maßgebende Grundwasserbewegung nur in Klüften möglich.

Zur Bestimmung des Inneren des Grundwasserströmungsfeldes wurden die Transmissivitäten durch Auswertung von Pumpversuchen über Absenkungs- und Wiederanstiegskurven und mit Einschwingversuchen ermittelt und in Durchlässigkeiten umgerechnet. Hierbei waren z. T. besondere Randbedingungen zu beachten.

- Für das Deckgebirge ergeben sich Durchlässigkeiten von $8.4 \cdot 10^{-5}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-7}$ m/s in Abhängigkeit von der Ausbildung des Trennfugeninventars bzw. der Auswertungsmethoden. Eine Abnahme der Durchlässigkeiten mit der Gesteinstiefe liegt vor.
- Die Gerinne am Salzspiegel heben sich davon deutlich ab. Hier sind die Durchlässigkeiten um ca. drei Größenordnungen höher und liegen zwischen $7.5 \cdot 10^{-3}$ m/s bis $1.1 \cdot 10^{-4}$ m/s. Solche Gerinne sind nach allen bisherigen Beobachtungen nur zwischen dem Schacht Asse I und Groß Denkte vorhanden.

Die Grundwasserneubildung wurde nach der Chloridmethode zu ca. 60 mm/a errechnet. Dieser Wert müßte noch durch andere Untersuchungen gestützt werden. Die Daten aus der Hydrometeorologie lassen nur eine überschlägige Grundwasserbilanzierung zu. Für die Grundwasserneubildungsrate ergibt sich ein Wert von 60 mm/a. Die Grundwasserabflußspende beträgt 1.75 ± 0.5 l/s km².

Die rasche Grundwasserbewegung im Deckgebirge erfolgt innerhalb von ca. 35 - 40 m im obersten Bereich des Grundwasserkörpers und reicht nur an den Kontaktstellen zwischen beiden Grundwasserstockwerken in grössere Tiefen hinab.

Anhand der errechneten Durchlässigkeiten konnten die Filtergeschwindigkeit, die Verteilung der hydraulischen Potentiale und damit das Grundwasserströmungsfeld im Deckgebirge und am Salzspiegel der Asse bestimmt werden. Für die Filtergeschwindigkeit

ten im Grundwasserkörper des Deckgebirge ergeben sich Werte von $3.5 \cdot 10^{-2}$ bis $3 \cdot 10^{-3}$ m/d und am Salzspiegel solche von 6.9 bis 0.02 m/d.

Eine Trennung des Gebietsabflusses in eine oberirdische und eine unterirdische Komponente ist aufgrund eines unzureichender Beobachtungszeitraumes nicht durchgeführt worden. Daher bezieht sich die Mengenbetrachtung zum Grundwasserabflusses aus dem Deckgebirge der Asse auf den Gesamtabfluß. Der berechnete Grundwasserabfluß beträgt ca. 23 ± 6.6 l/s; er liegt nahe bei jenem Wert des Abflusses, der sich aus der Summe der Schüttungen aller Quellen an der Asse ergibt.

Die Daten zur Altersbestimmung der Grundwässer der Asse zeigen eine Vermischung von älteren und jüngeren Grundwässern. Bei der geringen Grundwassermenge und Grundwasserfließgeschwindigkeit im Deckgebirge der Asse ergeben anthropogene Einflüsse, wie zum Beispiel Pumpversuche oder Einpressung von Wasser in die Grundwasserpegel, eine starke Störung der ursprünglichen isotopischen Zusammensetzung des Grundwassers, da diese hydraulischen Störungen nur sehr langsam wieder abgebaut werden können. Die berechnete mittlere Verweilzeit des Grundwassers im Deckgebirge des Untersuchungsgebietes beträgt 25.6 Jahre. Zwischen den beiden Extremen von tritiumfreiem Grundwasser und solchem mit aktuellen Tritiumwerten gruppiert sich die Mehrzahl der Meßwerte aus dem Untersuchungsgebiet. Wegen dieser mittleren Verweilzeiten im Grundwasser des Deckgebirges im Untersuchungsgebiet wird man nicht mit pleistozänen, d. h. an stabilen Isotopen leichten Wässern wie auch nicht mit alten, ^{14}C -armen Grundwässern rechnen dürfen.

8. Literaturverzeichnis

ADLER, R., FEUCHTEL, W. & PILGER, A. (1969): Statistische Methoden in der Tektonik II. - Clausthaler Tektonische Hefte, 4: 111 S.; Clausthal-Zellerfeld.

ALBRECHT, F. (1951): Die Methoden zur Bestimmung der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. - Arch. Meteor., Geophys. Bioklim., Ser., 2: 1-38; Wien.

ANDRES, G., ARMBRUSTER, J., BRIECHLE, D., EBERHARDT, G., LILLICH, W., MULL, R. & SCHOLZ, W. (1982): Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebotes. - DVWK-Schriften, 58: 670 S.; Hamburg - Berlin (Parey).

APPEL, D. (1971): Bericht über die geologische Neuaufnahme der Asse bei Wolfenbüttel (Ostniedersachsen) unter besonderer Berücksichtigung ihrer Quartärbedeckung und der Tektonik der Südwest-Flanke. - Diplomarbeit TH Braunschweig: 129 S.; Braunschweig.

BATSCHKE, H. & KLARR, K. (1980): Gedanken und Beobachtungen zur Gipshutgenese. - 5th Int. Symp. on Salt, I: 9-19; Cleveland.

BATSCHKE, H., KLARR, K. & STEMPEL, C. v. (1979): German Geological Exploration and Hydrology of Asse II. - Proc. of the US/FRG Bilateral Workshop: 133-155; Berlin.

BATSCHKE, H., RAUERT, W. & KLARR, K. (1980): Hydrogeological Research at the Site of the Asse Salt Mine. - Underground Disposal of Radioactive Wastes, I: 345-370; Wien (IAEA).

BATSCHKE, H., SCHOELLER, H., SCHOELLER M. & STEMPEL, C. v. (1982): Groundwater Geochemistry of the Cover and the Sides of a Salt Anticline. - Proc. of the Third Week on Hydrogeology, May 1982: 10-14; Lissabon.

BATSCHKE, H. & STEMPEL, C. v. (1981): Die Verteilung von Süß- und Salzwasser im Bereich des Höhenzuges der Asse und der Einfluß des Salzsattels der Asse auf die Temperatur des Grundwassers. - Z. dt. geol. Ges., 132: 811-822; Hannover.

BATSCHKE, H. & STEMPEL, C. v. (1982): Hydrogeologische und hydrologische Untersuchungen in Zusammenhang mit der Tief- lagerung radioaktiver Abfälle. - Beit. über hydrol. Tracer- methoden und ihre Anwendungen, GSF-Bericht R 290: 350-375; Neuherberg.

BATSCHKE, H. & STEMPEL, C. v. (1984): Hydrologisches Forschungsprogramm Asse. - Zusammenfassender Zwischenbericht, GSF-Bericht R 364/Ti80: 127 S.; Neuherberg - Braunschweig.

BERGMANN, H. (1970): Über die Grundwasserbewegung am Filterrohr. - GSF-Bericht R 24: 211 S.; Neuherberg.

BERGMANN, H. & SEILER, K.-P. (1971): Hydrometrische und radiohydrometrische Untersuchungen an einem Entnahme- und einem Schluckbrunnen im klüftig-porösen Burg- und Blasensandstein von Erlangen-Bruck. - Geol. Bavarica, 64: 197-209; München.

BORNEMANN, O. (1979): Das Gefügeinventar nordwestdeutscher Salzstrukturen in Abhängigkeit von ihrer halokinetischen Stellung. - Diss. TU Braunschweig: 119 S.; Braunschweig.

BUSCH, K.-F. & LUCKNER, L. (1974): Geohydraulik. - 442 S.; Stuttgart (Enke).

COYLE, A. J. & KALIA, H. N. (1985): Nuclear Waste Repository Simulation Experiments (Brine Migration), Asse Mine of the Federal Republic of Germany. - Quarterly Brine Migration Data Report, January - March 1984, Office of Nuclear Waste Isolation: 257 S.; Columbus.

COOPER, H. H. & JACOB, C. E. (1946): A Generalized Graphical Method for Evaluating Formation Constants and Summarizing Well Field History. - Am. Geophys. Union Trans., 27: 526-534; Richmond.

COOPER, H. H., BREDEHOEFT, J. D., PAPADOPULUS, J. S. & BENNERT, R. R. (1965): The Response of Well-Aquifer Systems to Seismic Waves. - J. Geophys. Res., 70: 3915-3926; Baltimore.

DACHLER, R. (1936): Grundwasserströmung. - 141 S.; Wien (Springer).

DAVIS, S & DE WIESE, R. (1967): Hydrogeology. - 463 S.; New York - London - Sydney (Wiley).

DIN 4049 (1979): Gewässerkundliche Fachausdrücke und Begriffserklärungen Teil 1. - 54 S.; Berlin - Köln (Beuth).

DROST, W. (1984): Einbohrlochmeßmethoden zur Bestimmung der Filtergeschwindigkeit und der Fließrichtung des Grundwassers. - GSF-Bericht R 372: 149-153; Neuherberg.

EINSELE, G. & SCHULTZ, H. D. (1973): Über den Grundwasserhaushalt im norddeutschen Flachland. - Bes. Mitt. dt. gew. Jb., 36: 114 S.; Kiel.

EISSELE, K. (1966): Die Grundwasserbewegung im klüftigen Sandstein. - Jb. geol. LA Baden-Württemberg, 8: 105-112; Freiburg.

ESSAID, S. & KLARR, K. (1982): Zum Innenbau der Salzstruktur Asse. - Z. dt. geol. Ges., 133: 135-154; Hannover.

FRANK, H. (1974): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen an der Asse bei Wolfenbüttel. - GSF-Bericht R 87: 208 S.; Neuherberg.

GEYH, M. A. (1969): Messungen der Tritium-Konzentration in Salzlaugen. - Kali u. Steinsalz, 5: 208; Essen.

GILLE, J. C., PELEGRIN, U. & DECAULNE, P. (1964): Lehrgang der Regelungstechnik. - I: 611 S.; München (Oldenburg).

GWINNER, M. (1965): Geometrische Grundlagen der Geologie. - 154 S.; Stuttgart (Schweizerbarth).

HARTWIG, G. (1957): Zur Kenntnis des Schichtpaares "Grenzanhydrit" und "Obere Zechsteinletten" an der Südwestflanke des Asse-Sattels. - Kali und Steinsalz, 2: 166-169; Essen.

HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. - Mitt. dt. Wetterd., 2: 11-24; Bad Kissingen.

HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. - Geol. Jb., 84: 637-716; Hannover.

HOEHNE, E. (1911a): Stratigraphie und Tektonik der Asse und ihres östlichen Ausläufers, des Heeseberges bei Jerxheim. - Jb. preuß. geol. Landesanst., 32: 1-105; Berlin.

HOEHNE, E. (1911b): Über Salzquellen und Salzmoore in der Asse und am Heeseberg. - Z. dt. geol. Ges., 62: 260-261; Berlin.

HOFFMANN, M. (1982): Auswertung von Zeitreihen von Grundwasserständen, Quellaflüssen und Quelltemperaturen in den hydrologischen Jahren von 1974 bis 1980 an der Asse bei Wolfenbüttel. - Diplomarbeit TH Aachen 1982: 30 S.; Aachen.

HÖLTING, B. (1980): Hydrologie. - 340 S.; Stuttgart (Enke).

HUBBERT, M. K. (1940): The Theory of Groundwater Motion. - J. Geol., 48: 785-944; Chicago.

HYDROLOGISCHER ATLAS DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (1978). - DFG: 365 S.; Boppart (Boldt).

INTERA Enviromental Consultants, Inc. (1981): Preliminary Hydrogeological Modeling and Radionuclide Calculations at the Asse Salt Mine. - Unveröffentlichter Bericht: 38 S.; Houston.

JAHRESBERICHTE DES GSF-INSTITUTS FÜR RADIOHYDROMETRIE (1972-1984). - Neuherberg.

JÜNGST, H. (1928): Rät, Psilonoten- und Schlotheimienschichten im nördlichen Harzvorland. - Geol.-Paläont. Abh., 16: 1-194; Jena.

KALKA, H. (1963): Tektonische Analyse des Asse-Heeseberg Zuges. - Diss. TH Braunschweig: 122 S.; Braunschweig.

KLARR, K. (1981): Grundlagen zur Geologie der Asse. - GSF-Bericht T 117: 92 S.; Braunschweig.

KRAUS, I. (1974): Die Bestimmung der Transmissivität von Grundwasserleitern aus dem Einschwingverhalten des Brunnen-Grundwasserleiter-Systems. - J. Geophys., 40: 381-400; Berlin.

KRAUS, I. (1977): Das Einschwingverfahren-Transmissivitätsbestimmung ohne Pumpversuch. - GWF-Wasser/Abwasser, 118: 407-410; München.

KRUSEMAN, G. P. & DE RIDDER, N. A. (1970): Analysis and Evaluations of Pumping Test Data. - Int. Inst. for Land Reclamation and Improvement: 191 S.; Wageningen.

LANGGUTH, H. R. & VOIGT, R. (1980): Hydrogeologische Methoden. - 486 S.; Berlin - Heidelberg - New York (Springer).

LOHR, A. (1971): Der Pumpversuch unter Berücksichtigung des Parameters Zeit und der Anisotropie des Grundwasserleiters. - Geol. Bavarica, 64: 210-225 S.; München.

LEWIS, D. C. & BURG, R. H. (1964): Hydraulic Characteristics of Fractured and Jointed Rocks. - Ground Water, 2: 4-9; Worthington.

LOUIS, C. (1967): Strömungsvorgänge in klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Sicherheit von Bauwerken und Böschungen im Fels. - Diss. TH Karlsruhe: 121 S.; Karlsruhe.

LOUIS, C. & MAINI, Y. N. (1970): Determination of in situ Hydraulic Parameters in Jointed Rocks. - Proc. of the Second Cong. of the Int. Soc. for Rock Mechanics: 235-245; Belgrad.

LOTZE, F. (1971): Geologie Mitteleuropas. - 491 S.; Stuttgart (Schweizerbarth).

LÜTTIG, G. (1958): Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. - Geol. Jb., 75: 419-430; Hannover.

LÜHR, H-P. & ZIPFEL, K. (1975): Grundwassermodelle und ihr praktischer Einsatz. - DVGW-Schriftenreihe, 9: 146 S.; Eschborn.

MATTHESS, G. (1970): Beziehung zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung im Festgestein. - Abh. d. hess. LA f. Bodenforsch., 58: 105 S.; Wiesbaden.

MATTHESS, G. (1973): Die Beschaffenheit des Grundwassers. - Lehrbuch der Hydrogeologie, 2: 324 S.; Berlin - Stuttgart (Borntraeger).

MATTHESS, G. & UBELL, K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie, Grundwasserhaushalt. - Lehrbuch der Hydrogeologie, 1: 438 S.; Berlin - Stuttgart (Borntraeger).

MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. - Lehrbuch der Hydrogeologie, 8: 400 S.; Berlin - Stuttgart (Borntraeger).

MÜLLER, CH. (1984): Transmissivitätsbestimmungen mit dem Einschwingverfahren. Vergleichende Untersuchungen in vollkommenen und unvollkommenen Brunnen. - Diss. Uni. Kiel: 105 S.; Kiel.

NIEDERSÄCHSISCHES STAATSARCHIV WOLFENBÜTTEL : Berichte und Notizen über die Salzbergwerke Asse I, Asse II und den Schacht Asse III. -

NIELSEN, H. & RAMBOW, D. (1969): S-Isotopenuntersuchungen an Sulfaten hessischer Mineralwässer. - Notizbl. d. hess. LA f. Bodenforsch., 97: 352-366; Wiesbaden.

NIELSEN, H. & RICKE, W. (1964): Schwefelisotopenverhältnisse von Evaporiten aus Deutschland, ein Beitrag zur Kenntnis von ^{34}S im Meerwasser-Sulfat. - Geochim. Cosmochim. Acta, 28: 577-591; Oxford.

OESCHGER, H. & GUGELMANN, U. (1974): Das geophysikalische Verhalten der Umweltisotope als Basis für Modellrechnungen in der Isotopenhydrologie. - Österr. Wasserwirtschaft, 26: 43-48; Wien.

PARIZEK, R. P. & SIDDIQUI, S. H. (1970): Determining the Sustained Yields of Wells in Carbonate and Fractured Aquifers. - Ground Water, 8: 12-20; Worthington.

PENMAN, H. (1948): Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. - Proc. Roy. Soc. (A), 193: 120-145; London.

RÖTTCHER, J. (1982): Feinstratigraphische Aufnahmen, geochemische und Dünnschliff-Untersuchungen an Muschelkalk-Profilen auf dem Südflügel der Asse (Südost-Niedersachsen). - Diplomarbeit TU Braunschweig: 251 S.; Braunschweig.

SALVAMOSER, J. (1982): ^{85}Kr im Grundwasser - Meßmethik, Modellüberlegungen und Anwendungen auf natürliche Grundwassersysteme. - Diss. Uni. München: 126 S.; München.

SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. - 1: 215 S.; Wien, Innsbruck (Springer).

SCHMIDT, K. (1974): Erdgeschichte. - 246 S.; Berlin - New York (de Gruyter).

SCHOELLER, M. (1963): Recherches sur l'acquisition de la composition chimique des eaux souterraines. - 231 S.; Bordeaux (Drouillard).

SCHOELLER, H. (1962): Les Eaux Souterraines. - 642 S.; Paris (Masson).

SCHOELLER, H. & SCHOELLER, M. (1981): Hydrogeochemische Untersuchungen an der Asse. - Unveröffentlichtes Gutachten, GSF-Institut für Tieflagerung: 265 S.; Braunschweig.

SCHRÖDTER, H. (1985): Verdunstung. - Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden: 186 S.; Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo (Springer).

SEILER, K.-P. (1968): Grundwasserfließvorgänge im klüftigen und porösen Medium des mittleren Buntsandsteins im Saarland. - Diss. Uni. Tübingen: 114 S.; Tübingen.

SEILER, K.-P. (1977): Hydrogeologie glazial übertiefer Täler der Bayerischen Alpen zwischen Lech und Wössener Tal. - Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 29: 5-118; Graz.

SEILER, K.-P. (1981): Geological and Hydraulic Boundarys Conditions for the Interpretation of Isotop Data. - Proc. of the Interamerican Symposium on Isotop Hydrology: 43-59; Bogota.

SCHENK, E. & KRAUS, I. (1972): Hydroseismische Beobachtungen an Grundwasserbeobachtungsstellen im Festgestein und ihre hydrogeologische Bedeutung. - Z. Deutsch. Geol. Ges., 123: 15-27; Hannover.

SHEANHAN, A. (1967): A Non-Graphical Method of Determining u and W(u). - Ground Water, 5: 31-35; Worthington.

STICHLER, W. & HERMANN, A. (1982): Surface and Subsurface Runoff Modeling Using Environmental Isotops. - Proc. of the Internat. Symp. on Rainfall- Runoff Relationships: 245-260; Mississippi.

STILLE, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. - 443 S.; Berlin (Borntraeger).

THEIS, C. V. (1935): The Relation between the Lowering of the Piezometric Surface and the Rate and Duration of Discharge of a Well using Groundwater Storage. - Amer. Geophys. Union Trans., 16: 519-524; Washington.

THIEM, G. (1906): Hydrologische Methoden. - 56 S.; Leipzig (Gebhardt).

THORNTHWAITE, C. W. (1955): The Water Balance. - Publ. Climat., 8: 1-104; Centerton.

TURC, L. (1954): Evaporation et écoulement en cases lysimétriques, au champ, et dans les bassins de cours d'eaux. - Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ., 49: 75-83; Gentbrugge.

VILLINGER, E. (1977): Über Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb (Oberer Jura, SW-Deutschland). - Geol. Jb., C18: 3-93; Hannover.

VOGEL, J. C. (1970): ^{14}C Dating of Groundwater. - Isotope Hydrology 1970: 225-240; Wien (IAEA).

WOLDSTEDT, P. & HARBORT, E. (1928): Geologische Karte von Preußen 1 : 25.000, Bl. Schöppenstedt 2095, mit Erläuterungen (Woldstedt, P. 1931), Preuß. Geol. Landesanst. Berlin.

WUNDERLICH, H. G. (1968): Exogene Dynamik. - Einführung in die Geologie, I: 214 S.; Mannheim - Wien - Zürich (Bibliographisches Institut).

WUNDERLICH, H. G. (1968): Endogene Dynamik. - Einführung in die Geologie, II: 229 S.; Mannheim - Wien - Zürich (Bibliographisches Institut).

Lebenslauf

Name	Ernst Schönfeld
Anschrift	8000 München 40 Winzererstr. 75
Geboren am	16. 02. 1955
Familienstand	verheiratet

Werdegang der Ausbildung

Juni 1975	Abitur München (Gisela-Gymnasium)
November 1976	Studium der Geophysik an der Ludwig-Maximilians Universität München am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik
Juli 1977	Studium der Geologie an der Ludwig-Maximilians Universität München am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie
April 1983	Diplomprüfung an der Ludwig-Maximilians Universität München am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Prof. Dr.:

Angenheister, Bodechtel, Grimm, Fahlbusch, Hagn, Herm, Höll,
Huckenholz, Masch, Moser, Klemm, Propach, Schmidt, Seiler,
Soffel, Troll und Wilhelm.

